

Hosszútávú korrelációk vizsgálata napi hőmérsékleti adatokban

Doktori értekezés

Király Andrea

ELTE TTK Fizika Doktori Iskola

Statisztikus fizika, biológiai fizika és kvantumrendszerek fizikája program

Iskolavezető: Dr. Horváth Zsolt, az MTA rendes tagja

Programvezető: Dr. Vicsek Tamás, az MTA rendes tagja

Témavezető: Dr. Jánosi Imre, PhD, habil. docens

ELTE TTK Komplex Rendszerek Fizikája Tanszék



Budapest, 2005

Tartalomjegyzék

Előszó	13
1. Bevezetés: Éghajlat, éghajlati változások	15
1.1. A Föld klimatikus rendszere	15
1.2. Természeti kényszerek hatása az éghajlati rendszerre	17
1.3. Az éghajlat természetes változékonysága	19
1.4. Az emberi tevékenység okozta éghajlati változásokról	21
1.5. Klímaváltozás elméletek	22
1.6. Politikai vonatkozások	22
1.7. A rendelkezésre álló adatok	23
1.8. Időjárás-előrejelző és globális éghajlati modellek	26
2. Alkalmazott módszerek	29
2.1. DFA és előzményei	30
2.2. Az eljárás főbb jellemzői	32
2.3. Korábbi vizsgálatok	37
3. A napi hőmérsékleti fluktuációk sztochasztikus modellje	39
3.1. Modellezés, autoregresszív folyamatok	40
3.2. Atmoszférikus válaszfüggvény	43
3.3. Kiterjesztett autoregresszív modell	47
3.4. A modellek összehasonlítása	49
3.5. Egy hidrológiai alkalmazás	51
4. Korrelációs tulajdonságok napi hőmérsékleti adatokban	55
4.1. Felhasznált adatok	55
4.2. DFA-exponens (korrelációs exponens)	58
4.3. A fluktuációk mértéke	62
4.4. A napi hőmérsékleti extrémumok eltérő viselkedése	64
4.5. Troposzférikus Biennális Oszilláció (TBO)	66
4.6. Következtetések	68
5. Globális statisztikai elemzés	71
5.1. Az exponensek földrajzi eloszlása	74
5.2. A fluktuációk szórásának földrajzi eloszlása	81
5.3. Regionális elemzés	84
6. A korrelációk lehetséges eredetéről	91
Irodalomjegyzék	97
A. Összegző táblázatok	103

Ábrák jegyzéke

1.1. A Föld éghajlati rendszerének komponensei (vastag keretben), a bennük zajló folyamatok és kölcsönhatásaik (vékony nyilak), néhány olyan folyamat, mely az alrendszerек megváltozását okozza (vastag nyilak). (Houghton és mtsai. [20])	15
1.2. A Föld átlagos éves globális energiaháztartása. A beérkező napsugárzás 49%-át ($168 \text{ W/m}^2 \cdot \text{t}$) a földfelszín elnyeli, majd ennek egy részét hősugárzásként, másik részét pedig a párolgás révén (látens hő) juttatja vissza az atmoszférába. Ezen sugárzás nagy része abszorbeálódik az atmoszférában, mely ezt lefelé és felfelé kisugározza, s így természetes üvegházhatást eredményez. (Kiehl és Trenberth [31])	18
1.3. (1) Az EDC-jégminta elemzése során mért paraméterek a fúrásmag származási helyének mélysége függvényében. (2) Az EDC-minta adatainak más paleoklimatikus adat sorokkal (pl. a (b) ábrán a Vostok-jégminta adataival) való összehasonlítása. (részletesen l. EPICA 2004, [11]).	25
2.1. Hőmérsékleti anomália idősor egy szakasza, Debrecen, 1963. nov. 1 - 1964. ápr. 30.	29
2.2. Az y_j integrált hőmérsékleti anomáliásor (l. a (2.4) egyenletet) és az $n = 100$ ablakmérethez tartozó felosztás esetén kapott lokális lineáris illesztések (folytonos vonalak).	31
2.3. 138 700 adatból álló Gauss amplitúdó-celoszlású, korrelálatlan bolyongási idősor fluktuációanalízise különféle módszerekkel. (A görbéket az ábrázolás során függőleges irányban eltoltuk.)	33
2.4. Gunnedah (31.02°S , 150.27°E) 1969-1995 közötti napi középhőmérsékleti anomáliáinak DFA-analízise. A szürke sávok a $\delta = 0.75 \pm 0.01$ DFA-exponensnek megfelelő skálázást jelzik, a szaggatott vonal a korrelálatlan folyamatokra jellemző DFA-merekséget mutatja.	34
2.5. Szombathely (47.23°N , 16.62°E) 1951-1989 közötti napi középhőmérsékleti adat sorának DFA1-analízise. A mért napi középhőmérsékleti adatok (üres körök), az anomáliásor (négyzetek) és a (2.12) szezonális trend (pontosított vonal) DFA1-görbéje. A jellemző merekségeket az ábrán jelöltük.	36
3.1. A hőmérsékleti anomáliásor (négyzetek), a (3.2) illesztett AR1-folyamat (keresztek), a (3.11) szerinti színes zaj által vezérelt CAR1-folyamat (folytonos vonal) és az illesztett amplitúdó-celoszlású tisztán hatványfüggvényszerűen korrelált zaj (szaggatott vonal) DFA1-görbéje.	41
3.2. A c látszólagos AR1-egyűtharó (l. (3.10) egy.) értéke a különböző p korrelációs exponenssel (l. (3.5) egy.) generált színes zaj-sorozatok esetében, az ábra a különböző kiinduló realizációkra kapott értékeket mutatja. Az egyenes a $c = 2 \cdot p^{3/2}$ egyenletnek tesz eleget, nem az adatokra illesztett.	42

3.3.	Az empirikus atmoszférikus válaszfüggvény a 16 magyarországi állomás hőmérsékleti adatsorára. Az adott napra jellemző ΔT_i hőmérsékleti anomália függvényében ábrázolva (a) a $\langle T_{i+1} - T_i \rangle$ átlagos hőmérsékleti lépés (körök) (A szürke sáv a szórást mutatja, a folytonos vonal pedig a harmadrendű polinomiális illesztést.) (b) a σ szórás (A szaggatott vonal a parabolikus illesztést jelzi.) (c) a γ skewness paraméter.	44
3.4.	Az empirikus atmoszférikus válaszfüggvény 3 állomásra: (a) Edmonton (Canada) 64 év, (b) Dublin (Ireland) 80 év, és (c) Adelaide (Australia) 112 év hosszúságú napi hőmérsékleti adatsorára. (A szürke sáv a szórást mutatja, a folytonos vonal pedig a harmadrendű polinomiális illesztést.)	45
3.5.	Az (x_s, y_s) szimmetriacentrum (l. (3.14) egyenlet) helyzete a 3.1 táblázatban szereplő állomásokra.	47
3.6.	Az empirikus atmoszférikus válaszfüggvény a 16 vizsgált magyarországi állomás adataira: az $f(\Delta T_i) \equiv \langle T_{i+1} - T_i \rangle$ átlagos hőmérsékleti lépés (felül), valamint annak $\sigma(\Delta T_i)$ szórása (alul) a ΔT_i hőmérsékleti anomália függvényében. Az átlagos hőmérsékleti lépés harmadrendű (vékony vonal) és ötödrendű (vastag vonal) közelítése, a szórás másodrendű illesztése.	48
3.7.	A napi hőmérsékleti fluktuációk valószínűségeloszlása a 16 magyarországi állomás mért adatsora alapján számítva (körök), a (3.11) egyenlet szerinti illesztett CAR1-folyamaté (vékony vonal), valamint a (3.18) egyenlet alapján generált NL CAR1-folyamaté (vastag vonal).	48
3.8.	A Békéscsabán mért adatsor, a (3.2) egyenlet szerinti illesztett AR1-folyamat, valamint a (3.18) egyenlet szerinti illesztett NL CAR1-folyamat teljesítményspektruma.	49
3.9.	A Békéscsabán mért adatsor autokorrelációs függvénye, a (3.2) egyenlet szerinti illesztett AR1-folyamat, valamint a (3.18) egyenlet szerinti illesztett NL CAR1-folyamat autokorrelációs függvénye. A szaggatott vonal a 95%-os konfidenciahatárt jelzi a mért adatokra.	50
3.10.	A napi hőmérsékleti anomáliák normált $P(L)$ visszatérési idő eloszlása, mind a mért adatokra, mind pedig az AR1- és az NL CAR1-modell alkalmazásával kapott idősorokra.	50
3.11.	A hőmérsékleti anomáliák normált $P(L)$ visszatérési idő eloszlása, L -et ezúttal években mérve.	51
3.12.	A napi vízszint-anomáliák $-\Delta h_i$ -k - DFA1-görbéi a Duna Nagymarosnál mért vízállás adataira, az AR2-illesztéssel kapott adatsorra, egy tisztán hatványfüggvényyszerűen korrelált zajra, valamint a (3.19) egyenlet szerinti CAR2-illesztésre. A jellemző meredekségeket az ábrán jelöltük.	52
3.13.	A Duna válaszfüggvénye a Nagymarosnál mért napi vízállásadatok alapján.	53
4.1.	A vizsgált ausztrál állomások földrajzi elhelyezkedése, az $50^\circ S$ szélességi körtől délre elhelyezkedő állomások nélkül. (A kontinentális állomásokat kitöltött körök, a szigeteken fekvőket pedig üres körök jelölik.)	56
4.2.	A folyamatosan (az év minden szakában) működő ausztrál fennhatóság alá tartozó antarktiszi kutatóbázisok.	57
4.3.	A vizsgált magyarországi állomások földrajzi elhelyezkedése.	57
4.4.	A napi középhőmérsékleti anomáliasorokra kapott δ DFA-exponens értéke az ausztráliai kontinentális állomásokra, a földrajzi hely függvényében. A korrelációs exponensek meghatározásakor (az egyes állomások DFA-görbéinek némileg különböző szakaszaira történő egyenes-illesztések során) kapott hibakorlátokat a 4.5. ábrán tüntettük fel.	58
4.5.	A napi középhőmérsékleti anomáliák δ DFA-exponense a földrajzi szélesség abszolút értékének függvényében. (Az ausztrál kontinentális állomásokat kitöltött körök, a szigeteken fekvőket üres körök, a magyar állomásokat pedig csillagok jelzik.)	59

- 4.6. Az ausztrál kontinentális ill. szigeteken fekvő állomások DFA-exponensei a földrajzi szélesség függvényében. A pontozott vonal a szigetek, a szaggatott pedig a kontinentális állomások exponenseire illesztett egyenest jelöli. 60
- 4.7. A δ korrelációs exponens (a) a földrajzi hosszúság, (b) a tengerszint feletti magasság, (c) a parttól mért távolság, és (d) az $n = 108$ napos ablakmérethez tartozó átlagos szórás (l. (2.6) egyenlet) logaritmusának függvényében. Az (a) ábrán a magyar állomások földrajzi hosszúságának értékét 80° -kal megnöveltük, a (c) ábrán pedig esetükben a Triesztől, mint referenciaponttól mért távolságukat vettük alapul. (Az ausztrál kontinentális állomásokat kitöltött körök, a szigeteken fekvőket üres körök, a magyar állomásokat pedig csillagok jelzik.) 61
- 4.8. A magyar állomások DFA-exponensei a földrajzi hosszúság függvényében. 62
- 4.9. A napi középhőmérsékleti anomáliások fluktuációinak $n = 108$ nap ablakmérethez tartozó átlagos szórásának logaritmus $\log_{10}[F_1(n = 108)]$ (l. (2.6) egyenlet) a földrajzi hely függvényében az ausztrál kontinentális állomásokra. 63
- 4.10. A napi középhőmérsékleti anomáliások fluktuációinak $n = 108$ nap ablakmérethez tartozó átlagos szórása $F_1(n = 108)$ (l. (2.6) egyenlet) a parttól mért távolság függvényében az ausztrál állomásokra. A legalacsonyabb trend körüli szórást mutató állomások földrajzi koordinátáit l. az ábrán. 63
- 4.11. A napi középhőmérsékleti anomáliások fluktuációinak $n = 108$ nap ablakmérethez tartozó átlagos szórásának logaritmus $\log_{10}[F_1(n = 108)]$ (l. (2.6) egyenlet) a földrajzi szélesség abszolút értékének függvényében. (Az ausztrál kontinentális állomásokat kitöltött körök, közülük az óceántól max. 20 km távolságra elhelyezkedőket kereszttel áthúzott kitöltött körök, a szigeteken fekvőket üres körök, a magyar állomásokat pedig csillagok jelzik.) 64
- 4.12. A napi minimum- és maximumhőmérsékletek DFA1-görbéje 2 vizsgált állomás (a) Gunnedah 1968-1999, 31.02°S , 150.27°E , és (b) Broome 1943-1999, 17.98°S , 122.23°E esetében. A szürke vonal a lineáris illesztések tartományát jelzi, a szaggatott vonal pedig azt a meredekséget mutatja, melyet egy korrelálatlan folyamat esetében kapnánk. 65
- 4.13. A napi hőmérsékleti extrémumokhoz tartozó DFA-exponensek különbsége a legközelebbi tengerparttól mért távolság függvényében. (Jelölések: kontinentális állomások - kitöltött körök, szigeteken fekvők - üres körök) A hibakorlátokat a (4.1) egyenlet felhasználásával kaptuk. 65
- 4.14. A napi hőmérsékleti extrémumokhoz tartozó DFA-exponensek különbsége a földrajzi hely függvényében. (Az ábrán csak az ausztrál kontinentális állomásokat tüntettük fel.) 66
- 4.15. (a) Willis Island (1939-1999, 16.30°S , 149.98°E) adatsorának DFA-analízise. A kör a ≈ 1.9 éves periódusidejű (l. függőleges szaggatott vonal) kvázi-periodikus háttér-trendnek megfelelő megtörést jelzi a DFA-görbékben. (b) Ugyanezen adatsor autokorrelációs függvénye, a τ -t években mérve. (c) A Déli Oszcillációs Index (1866-1995) autokorrelációs függvénye. A vékony vízszintes vonalak a 95%-os konfidencia szintet jelzik az autokorrelációs függvények ábráin. 67
- 4.16. (a) $N = 2^{19} = 524288$ hosszúságú, mesterségesen generált, különböző mennyiségű korrelálatlan szegmenst tartalmazó korrelált jelsorozatok DFA1-görbéi. A szaggatott vonalak a „valódi” aszimptotikus meredekségeket mutatják. (b) Az (a) ábra $n \in 30 - 3000$ napos ablakméretek közötti tartományának nagyítása. A tranziens exponensek ($30 < n < 3000$) rendre $\delta_{tr} = 0.83, 0.70, 0.64, 0.59$, és 0.53 , az aszimptotikus exponensek ($n > 10000$) pedig $\delta_{as} = 0.83, 0.80, 0.76, 0.75, 0.67$. 70
- 4.17. A kicserélt szegmensek átlagos hosszát változtatva ($w = 10, 20, 50$) kapott δ_{tr} tranziens exponensek a kicserélt véletlen hányad függvényében. A különböző szimbólumok a különböző hosszúságú véletlen szegmensek esetén kapott eredményeket jelölik. A szürke vonal nem illesztett görbe. 70

5.1.	A $2^\circ \times 2^\circ$ méretű cellákba eső állomásszám, ahol van hőmérsékleti adat - összesen 14737 állomás, melyek 1337 cellában helyezkednek el. Az egy cellába eső állomások maximális száma 191.	72
5.2.	A mérőállomások magasságeloszlása $2^\circ \times 2^\circ$ méretű cellánként, a 14737 hőmérsékleti adattal rendelkező állomás koordinátái alapján. A 3500 m-nél nagyobb átlagos tengerszint feletti magasságú cellákat (11 db) szintén a piros szín jelzi az ábrán, a 0 m alattiakat (7 db) pedig a fekete. A legmagasabban fekvő mérőhely (Baingoin, Kína, 31.38°N , 90.02°E) tengerszint feletti magassága 4541 m, a legalacsonyabban elhelyezkedő (Death Valley, USA, 36.45°N , 116.85°W) pedig -59 m.	72
5.3.	A maximumhőmérséklet átlagos éves menetének szélsőértékei közti különbség, $2^\circ \times 2^\circ$ méretű cellák szerint, a legalább 8 évnyi mérési adatot tartalmazó időszakok, összesen 10918 állomás adatai alapján. 50°C feletti az átlagos különbség 30 cellában, ezeket szintén piros színnel jelöltük.	73
5.4.	A legalább 8000 nap hosszúságú, maximum 4 napos folytonos hiányokat tartalmazó maximumhőmérsékleti adatsorok DFA2-exponenseinek területi eloszlása. A hiányzó szakaszokat lineáris interpolációval pótoltuk. A 3315 db állomás DFA2-exponenseit a $2^\circ \times 2^\circ$ méretű cellákban átlagoltuk. A 0.6 alatti exponens-értékű cellák színezése megegyezik a $\delta = 0.6$ színezésével, illetve a 0.75 feletti exponens-értékűeké a $\delta = 0.75$ cellák színével.	75
5.5.	Az 5.4. ábrán látható DFA2-exponensek meghatározásának hibája. A $2^\circ \times 2^\circ$ méretű cellákban (összesen 934 db) átlagoltuk. A 0.02-nél kisebb hibájú cellákat (15 db) fekete, a 0.1-nél nagyobb hibájúakat (57 db) piros színnel tüntettük fel az ábrán.	75
5.6.	A legalább 8000 nap hosszúságú, tetszőleges folytonos hiányokat tartalmazó maximumhőmérsékleti adatsorok DFA2-exponenseinek területi eloszlása. A hiányzó szakaszokat a „kivágás-összefűzés” módszerével (l. 76. oldal) távolítottuk el. A 8260 db állomás DFA2-exponenseit a $2^\circ \times 2^\circ$ méretű cellákban átlagoltuk. A színezés módja azonos az 5.4. ábráéval.	77
5.7.	Az 5.6. ábrán látható DFA2-exponensek meghatározásának hibája. A $2^\circ \times 2^\circ$ méretű cellákban (összesen 1192 db) átlagoltuk. A 0.02-nél kisebb hibájú cellákat (21 db) fekete, a 0.1-nél nagyobb hibájúakat (58 db) piros színnel tüntettük fel az ábrán.	77
5.8.	Az 5.4. ábrán látható DFA2-exponensek (legalább 8000 nap hosszúságú, maximum 4 napos folytonos hiányokat tartalmazó maximumhőmérsékleti adatsorok, melyekben a hiányzó szakaszokat lineáris interpolációval pótoltuk) és azok hibájának (a területi eloszlást l. az 5.5. ábrán) normált hisztogramja.	78
5.9.	Az 5.6. ábrán látható DFA2-exponensek (legalább 8000 nap hosszúságú, tetszőleges folytonos hiányokat tartalmazó maximumhőmérsékleti adatsorok, melyekből a hiányzó szakaszokat a „kivágás-összefűzés” módszerével (l. 76. oldal) távolítottuk el) és azok hibájának (a területi eloszlást l. az 5.7. ábrán) normált hisztogramja.	78
5.10.	Az 5.6. ábrán szereplő mérőállomások DFA2-exponenseinek és tengerszint feletti magasságának korrelációs ábrája.	79
5.11.	A legalább 8000 nap hosszúságú, maximum 4 napos folytonos hiányokat tartalmazó minimumhőmérsékleti adatsorok DFA2-exponenseinek területi eloszlása. A hiányzó szakaszokat lineáris interpolációval pótoltuk. A 3336 db állomás DFA2-exponenseit a $2^\circ \times 2^\circ$ méretű cellákban átlagoltuk. A színezés módja azonos az 5.4. és az 5.6. ábráéval.	79
5.12.	Az ugyanazon mérőállomásra vonatkozó maximumhőmérsékleti és minimumhőmérsékleti sorok DFA2-exponenseinek különbsége. Összesen 2980 db állomás adatai alapján, a $2^\circ \times 2^\circ$ méretű cellákban átlagoltunk.	80
5.13.	Az ugyanazon mérőállomásra vonatkozó maximumhőmérsékletek és minimumhőmérsékletek DFA2-exponensei különbségének normált hisztogramja.	80

- 5.14. (a) A legalább 8000 nap hosszúságú, maximum 4 napos folytonos hiányokat tartalmazó maximumhőmérsékleti adatsorok (melyekben a hiányzó szakaszokat lineáris interpolációval pótoltuk) $n = 105$ naphoz tartozó átlagos szórása logaritmikusának normált hisztogramja. (b) A legalább 8000 nap hosszúságú, tetszőleges folytonos hiányokat tartalmazó maximumhőmérsékleti adatsorok (melyekből a hiányzó szakaszokat a „kivágás-összefűzés” módszerével (l. 76. oldal) távolítottuk el) $n = 105$ naphoz tartozó átlagos szórása logaritmikusának normált hisztogramja. 81
- 5.15. A legalább 8000 nap hosszúságú, maximum 4 napos folytonos hiányokat tartalmazó maximumhőmérsékleti adatsorok (melyekben a hiányzó szakaszokat lineáris interpolációval pótoltuk) $n = 105$ naphoz tartozó átlagos szórása logaritmikusának földrajzi eloszlása. Összesen 3315 db állomás adatai alapján, a $2^\circ \times 2^\circ$ méretű cellákban átlagoltunk. 82
- 5.16. A legalább 8000 nap hosszúságú, tetszőleges folytonos hiányokat tartalmazó maximumhőmérsékleti adatsorok (melyekből a hiányzó szakaszokat a „kivágás-összefűzés” módszerével (l. 76. oldal) távolítottuk el) $n = 105$ naphoz tartozó átlagos szórása logaritmikusának földrajzi eloszlása. Összesen 8260 db állomás adatai alapján, a $2^\circ \times 2^\circ$ méretű cellákban átlagoltunk. 82
- 5.17. A napi maximumhőmérsékleti anomáliások fluktuációinak $n = 105$ nap ablak-mérethez tartozó átlagos szórásának logaritmus $\log_{10}[F_2(n = 105)]$ (l. (2.6) egyenlet) a DFA2-exponens függvényében az 5.6. ábrán szereplő mérőállomásokra. 83
- 5.18. A napi maximumhőmérsékleti anomáliások fluktuációinak $n = 105$ nap ablak-mérethez tartozó átlagos szórásának logaritmus $\log_{10}[F_2(n = 105)]$ (l. (2.6) egyenlet) a DFA2-exponens függvényében az 5.6. ábrán szereplő mérőállomásokra. 83
- 5.19. A napi középhőmérsékleti sorokra kapott δ DFA1-exponens értéke az ausztráliai kontinentális állomásokra, a földrajzi hely függvényében. (Ugyanaz, mint a 4.4. ábra, a következő térképpel való könnyebb összehasonlítás miatt megismételve.) 85
- 5.20. Ausztrália és környéke. A napi maximumhőmérsékleti sorokra kapott DFA2-exponensek területi eloszlása. Az 5.6. ábra $5^\circ S - 50^\circ S$ szélességi és $90^\circ E - 180^\circ E$ hosszúsági körök közé eső tartományának nagyítása ($2^\circ \times 2^\circ$ méretű cellák). 85
- 5.21. Japán és Dél-Kelet Ázsia. A napi maximumhőmérsékleti sorokra kapott DFA2-exponensek területi eloszlása. Az 5.6. ábra $1^\circ N - 46^\circ N$ szélességi és $85^\circ E - 175^\circ E$ hosszúsági körök közé eső tartományának nagyítása ($2^\circ \times 2^\circ$ méretű cellák). 86
- 5.22. Tipikus El Niño esemény alatt mérhető tengerfelszíni hőmérséklet-anomália eloszlás. 86
- 5.23. USA és Kanada. A napi maximumhőmérsékleti sorokra kapott DFA2-exponensek területi eloszlása. Az 5.6. ábra $20^\circ N - 65^\circ N$ szélességi és $4^\circ W - 137^\circ W$ hosszúsági körök közé eső tartományának nagyítása ($2^\circ \times 2^\circ$ méretű cellák). 87
- 5.24. Ugyanaz, mint az 5.23. ábrán, $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ méretű cellák. 87
- 5.25. USA és Kanada. A napi maximumhőmérsékleti adatsorok $n = 105$ naphoz tartozó átlagos szórása logaritmikusának területi eloszlása. Az 5.16. ábra $20^\circ N - 65^\circ N$ szélességi és $4^\circ W - 137^\circ W$ hosszúsági körök közé eső tartományának nagyítása ($0.5^\circ \times 0.5^\circ$ méretű cellák). 88
- 5.26. Európa és Nyugat-Ázsia. A napi maximumhőmérsékleti sorokra kapott DFA2-exponensek területi eloszlása. Az 5.6. ábra $30^\circ N - 75^\circ N$ szélességi és $30^\circ W - 60^\circ E$ hosszúsági körök közé eső tartományának nagyítása ($2^\circ \times 2^\circ$ méretű cellák). A részletek jobb láthatósága érdekében itt a többi ábrától eltérő színekkel alkalmaztunk! 88
- 6.1. Sutton és Hodson [68] eredménye az atlanti-óceáni medence lassú hőmérsékleti oszcillációinak és a tengervíz felszín hőmérséklet anomáliáinak összefüggéséről. Az (A) ábra az AMO (Atlantic Multidecadal Oscillation) index Celsius-fokban kifejezett értéke 1871 és 2003 között. A (B) ábra az SST (sea surface temperature) ingadozások AMO indexszel összefüggésbe hozott mintázata. 92

- 6.2. Sutton és Hodson [68] eredményei: Az AMO hatása az északi félteke nyári időszakának (június-július-augusztus) kontinentális klímájára. A térképeken az 1931-1960-ig terjedő meleg AMO-periódus és az ezt követő 1961-1990 közötti hideg AMO-periódus átlagos különbségei láthatóak. **(A)** a tengerszinten mérhető nyomás (mértékegység Pa, a kontúrok közötti különbség 30 Pa, az árnyékolás a jel-per-zaj viszonyt mutatja), **(B)** csapadékmennyiség, mm/nap egységeken, **(C)** felszíni levegőhőmérséklet ($^{\circ}\text{C}$). **(D)** és **(E)** Mint a **(A)** és **(B)**, az SST-adatokkal hajtott HadAM3 globális numerikus modell számolási eredménye (a **(D)** ábrán a kontúrok távolsága 15 Pa). **(F)**-**(H)** Ugyanazok a mennyiségek, mint **(A)**-**(C)**, hasonló szimuláció, mint **(D)**-**(E)**, csak a peremfeltétel nem az empirikus adatokon, hanem egy idealizált AMO oszcillációs modellen alapult 93
- 6.3. Fraedrich és Blender [12] térképe a havi átlaghőmérsékleti anomáliák DFA2-exponenseinek földrajzi eloszlásáról. Az illesztést a 365-5475 napos időtartamoknak megfelelő szakaszon automatikus eljárással végezték, az $5^{\circ} \times 5^{\circ}$ méretű rácsra interpolált adatokon. Az 1900 utáni időszakban 10%-nál több hiányt tartalmazó adatokat az analízisből kizárták. 94

Táblázatok jegyzéke

3.1. Az empirikus atmoszférikus válaszfüggvény (3.12) egyenlet szerint illesztett együtt- hatói, néhány - eltérő klimatikus körülményeket képviselő - állomás esetében. . . .	46
A.1. Magyarországi állomások földrajzi adatai (Óceántól mért távolságként ebben az esetben a városok Triesztől (45.39°N, 13.47°E), mint referenciaponttól mért tá- volságát tüntettük fel.)	103
A.2. Ausztrália, kontinentális állomások földrajzi adatai (Állomás típusa: AMO - Airport Meteorological Office, AP - Airport, MO - Meteorological Office, PO - Post Office, RAN - Royal Australian Navy, RO - Regional Office, SC - Soil Conservation)	104
A.3. Az ausztráliai kontinentális állomások napi hőmérsékleti adatsorainak a vizsgált időtartamokra és az adatsorok minőségére vonatkozó paraméterei	105
A.4. Szigetek, tengermelléki állomások földrajzi adatai (Állomás típusa: AP - Airport, MO - Meteorological Office, RO - Regional Office)	106
A.5. Az ausztráliai, szigetekeken fekvő és tengermelléki mérőállomások napi hőmérsék- leti adatsorainak a vizsgált időtartamokra és az adatsorok minőségére vonatkozó paraméterei	106

Előszó

A napjainkban folyamatosan egyre nagyobb érdeklődést kiváltó klimatológiai kutatások magukban foglalják az időjárási és éghajlati változások igen különböző léptékű időbeli és térbeli skálákon való követését, az előrejelzések egyre pontosabbá tételét, a bekövetkező extrém jelenségek okainak mind részletesebb feltárását.

A legáltalánosabb értelemben a klímaváltozás kifejezés az éghajlat bármely összetevőjében bekövetkező változásokat jelenti. Klímaváltozás történhet természeti erők, természetes folyamatok hatására, vagy okozója lehet akár az emberi tevékenység is. Napjainkban, szűkebb értelemben véve, inkább csak a felszínközeli átlaghőmérséklet növekedését, vagy az ún. globális felmelegedést értik alatta. A klímaváltozás, éghajlatváltozás kifejezést jelen dolgozatban az előbbi, általánosabb értelemben fogjuk használni.

A térbeli léptékek a mikrometeorológiától a mezoskálájú meteorológián át egészen a globális folyamatok tanulmányozásáig terjednek, az időbeliek pedig az egyes atmoszférikus paramétereket valós időben regisztráló automatikus meteorológiai állomások működésétől egészen a mind nagyobb - akár több százézer éves - időtávlatokban bekövetkezett múltbeli események rekonstruálásáig. A lokális, regionális és globális modellek további fejlesztése megköveteli a vezérlő folyamatok és összefüggéseik mind jobb megértését - vagy amennyiben ez nem lehetséges, akkor a statisztikai jellemzők feltárását, az így szerzett információk felhasználását. A Föld éghajlati rendszerét meghatározó tényezők igen szerteágazóak, ez szükségessé teszi az egyre szélesebbkörű együttműködést a különböző tudományágak művelői között, a kisebb távolság-skálákon akár a domborzatra, a növénytakaró megváltozására vonatkozó információk beépítését is a modellekbe. Általánosan elfogadott, hogy a klímát a fizika törvényszerűségein alapuló differenciálegyenletek írják le, az azonban vitatott, hogy pontosan milyen a bennük előforduló tényezők relatív fontossága és melyek a nem elhanyagolható csatolások. A rövidtávú ingadozásokat gyakran sztochasztikus folyamatként modellezik, azonban tulajdonképpen ez általánosan elterjedt megközelítés olyan folyamatok esetében, melyek túl bonyolultak ahhoz, hogy részleteiben elemezzék. Jelen dolgozatban sem az esetleges éghajlati változások okait, sem magukat a folyamatokat nem fogjuk részleteiben vizsgálni, inkább csupán a folyamatok jellegét, statisztikai jellemzőit.

Az 1. fejezetben röviden vázoljuk az éghajlatunkat befolyásoló legfontosabb tényezőket, és a potenciális adatforrásokat, a 2. fejezetben pedig a legfontosabb módszereket és a korábbi vizsgálatokat. A 3. fejezetben a napi hőmérsékleti fluktuációk sztochasztikus modellezését részletezzük. A 4. fejezetben egy ausztrál és magyar adatsorokra vonatkozó részletes korrelációs analízist, az 5. fejezetben pedig egy az egész világra kiterjedő adatbázis automatikus vizsgálatának eredményeit mutatjuk be. Végül a 6. fejezetben a tapasztalt korrelációk lehetséges okairól ejtünk pár szót.

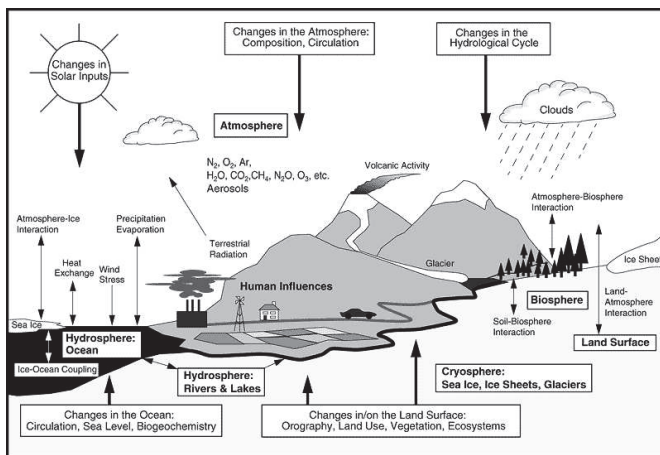
Az Intergovernmental Panel on Climate Change 1996-ban az alábbi bekezdéssel zárta össze-foglaló jelentését: „A jövő váratlan, jelentős és gyors éghajlati változásainak (amilyenek már a múltban is bekövetkeztek) természetét nehéz előre jelezni. A jövő éghajlatváltozásai ezért „meglepetéseket” is tartogatnak a számunkra, amelyek az éghajlati rendszer nem-lineáris természetéből következnek. A nem-lineáris rendszerek viselkedése különösen akkor válhat kiszámíthatatlanná, ha gyors hatások érik a rendszert. Ezért a nem-lineáris rendszerek és az éghajlati rendszer alrendszereinek további kutatására van szükség.” (Schneider 1997, [63])

1. fejezet

Bevezetés: Éghajlat, éghajlati változások

1.1. A Föld klimatikus rendszere

A Föld éghajlatának alakulását alapvetően az alábbi öt alrendszer tulajdonságai és ezen alrendszerek kölcsönhatásai (l. 1.1. ábra) határozzák meg: az atmoszféra, a hidroszféra, a krioszféra, a földfelszín és a bioszféra. Hatással vannak rá továbbá külső tényezők is, ezek közül legfontosabbak a Nap és az emberi tevékenység hatása (Houghton és mtsai. [20]).



1.1. ábra. A Föld éghajlati rendszerének komponensei (vastag keretben), a bennük zajló folyamatok és kölcsönhatásai (vékony nyilak), néhány olyan folyamat, mely az alrendszerek megváltozását okozza (vastag nyilak). (Houghton és mtsai. [20])

Az atmoszféra a leginstabilabb és leggyorsabban változó része a rendszernek, összetétele, illetve annak változásai kiemelkedő fontosságúak az éghajlat esetleges megváltozása szempontjából. A légkört alkotó főbb gázok (N₂ 78.1%, O₂ 20.9%, Ar 0.93%) csak korlátozott mértékben

lépnek kölcsönhatásba a Napból érkező sugárzással, és nem hatnak kölcsön a Föld által kibocsátott infravörös sugárzással. Vannak azonban a légkörben nyomgázok (CO_2 , CH_4 , NO_x , O_3), melyek abszorbeálnak ill. kibocsátanak infravörös sugárzást. Ezek az ún. üvegházgázok - melyek aránya a száraz légkörben nem haladja meg a 0.1%-ot -, rendkívül fontos szerepet játszanak a Föld energiamérlegének alakulásában (l. 1.2. ábra). Ezenkívül a légkör tartalmaz vízpárát (H_2O) is, amely messze a legfontosabb természetes eredetű üvegházgáz. A páratartalom igen széles határok között változhat, térfogatszázalék szerinti nagyságrendje azonban tipikusan 1%. Mivel ezek az üvegházgázok elnyelik a Föld által kibocsátott infravörös sugárzást, majd kisugározzák felfelé és lefelé is, hatásukra növekszik a földfelszín közelében mérhető hőmérséklet. A vízpára, a CO_2 , és az O_3 ezen felül elnyelik a Napból érkező rövidhullámú sugárzást is. Az ózon légköri eloszlása különösen fontos a Föld energiaháztartása szempontjából, ugyanis az alsóbb légrétegekben (a troposzférában és a sztratoszféra alsó részében) üvegházgázként viselkedik, a sztratoszféra felső részén azonban már természetes ózonpajzsaként elnyeli a Napból érkező ultraibolya sugárzást. Ezek a gázokon kívül az atmoszféra szilárd és cseppfolyós részecskéket (aeroszokat és felhőket) is tartalmaz, melyek rendkívül bonyolult és térbelileg igen változatos módon kölcsönhatnak mind a bejövő, mind a kimenő sugárzással (l. 1.2. ábra). Az atmoszféra legváltozékonyabb komponense a különböző fázisokban (vízpára, felhőbeli vízcsepp, jégkristály) előforduló víz. A különböző halmazállapotai közötti átalakulások nagy energia elnyelődésével illetve felszabadulásával járnak (látens hő).

A hidroszféra, mint az éghajlati rendszer következő komponense, magában foglalja az összes vízfelszín és felszín alatti vizet, mind az édesvizeket (folyók, tavak, víztározók), mind pedig a sós vizeket (óceánok és tengerek). A folyók vízgyűjtő területeiről az óceánokba jutó vízmennyiség befolyásolja az óceánok összetételét és áramlási mintázatait. Óceánok borítják a Föld felszínének csaknem 70%-át, rendkívül nagy mennyiségű energiát tárolnak és szállítanak egyik helyről a másikra, valamint oldott állapotban igen nagy mennyiségű CO_2 -t tárolnak. A bennük zajló áramlások, melyeket a szél, vagy a só- illetve a hőgradiens hatására fellépő sűrűségkülönbség (ún. termohalin áramlások) indukál, sokkal lassabbak az atmoszférában végbemenő áramlási folyamatoknál. A víz nagy hőkapacitásának köszönhetően az óceánok tompítják a légkör hőmérsékleti kilengéseit, és a Föld éghajlatának szabályozójaként, a természetes éghajlati változások forrásaként szerepelnek, különösen a hosszabb időskálákon tekintve.

A krioszféra a grönlandi és antarktiszi jégtakaróból, a kontinentális gleccserekből és hómezőkből, a tengeri jéghegyekből áll. Jelentőségét a Föld éghajlati rendszer szempontjából a napsugárzással szembeni erős visszaverőképesége (albedo), alacsony hővezetőképessége, nagy hőtehetetlensége, és különösen pedig a mélytengeri áramlásokra gyakorolt hatása adja. Mivel a jégtakaró nagymennyiségű vizet tárol, térfogatváltozásai az óceánok vízszintváltozását okozhatják.

A földfelszín növénytakarója és a talajművelés határozza meg, hogy a Napból érkező energia milyen formában jut vissza a légkörbe. Egy része hosszúhullámú (infravörös) sugárzásként tér vissza, melegítve az atmoszférát, amint a földfelszín is melegszik. A növények levelei egyrészt porlasztják a vízcseppeket, másrészt vizet párologtatnak, s így vízpára jut a légkörbe. A talajnedvesség párolgása energiát von el környezetéből, így csökkenti a földfelszín hőmérsékletét. A felszíni egyenetlenségek (a domborzat és a növényzet) befolyásolják a légáramlatokat, a szél port kavarhat fel a felszínről, ezáltal módosulhat a légkör és sugárzás kölcsönhatása.

A tengeri és szárazföldi bioszférának szintén fontos szerepe van a légkör összetételében. Az élőlények befolyásolják az üvegházgázok megkötését és kibocsátását. A fotoszintézis folyamán keresztül mind a tengeri, mind pedig a szárazföldi növények (különösen az erdők) jelentős mennyiségű szénatartalmat vonnak el a CO_2 mennyiségből. Így a bioszféra központi szerepet játszik a szénkörforgásban, akárcsak több más gáz (mint pl. a CH_4 és a N_2O) mennyiségének meghatározásában. Az élőlények további hatása az ún. illékony szerves vegyületek kibocsátása, melynek fontos szerepe lehet a légkör kémiai összetételében, aeroszok képződésében, és így akár az éghajlat alakulásában is. Mivel a bioszférán keresztül az éghajlat hatással van a tá-

rott szénmennyiségre és a nyomgázok atmoszférával való kicserélődésére, az éghajlat változásai és a nyomgázok atmoszférabeli koncentrációja között visszacsatolás jöhet létre. Az éghajlatnak a bioszférára gyakorolt hatása tetten érhető a fossziliák, a fák évgyűrtüi, a pollenszemcsék vizsgálatával. A földtörténeti korok klímájára vonatkozó információ éppen az ilyen biológiai indikátorok révén nyerhető.

Az egyes alrendszerek között sokféle fizikai, kémiai és biológiai kölcsönhatás működik (l. 1.1. ábra), melyek igen széles térbeli és időbeli skálákon zajlanak, így az éghajlati rendszert különösen bonyolulttá teszik. Habár az alrendszerek igen különbözőek összetételüket, fizikai és kémiai tulajdonságaikat, szerkezetüket és viselkedésüket tekintve, a Föld éghajlati rendszerének valamennyi komponense összekapcsolódik a tömeg-, hő- és impulzusáram révén, az egyes komponensek nyílt és egymással kölcsönhatásban álló rendszerek.

Az atmoszféra és az óceánok például erősen csatoltak és a párolgás révén vízpára- és hőcsere is zajlik közöttük. Mindez a hidrológiai ciklus része, és kondenzációhoz, felhőképződéshez, csapadékhoz és áradásokhoz vezet, valamint energiát közvetít a különböző időjárási rendszerek között. Másrészt viszont a csapadék befolyásolja az óceánok sótartalmát és a sómennyiség eloszlását, így a termohalin áramlásokat is. A légkör és az óceánok között - több más gázzal együtt - CO_2 -csere is van, egyensúlyt tartva fenn azért, hogy a sarkvidéki hideg víztömegek oldott állapotban tartalmazzák és a mélyebb vízrétegekbe juttatják a CO_2 -t, míg az Egyenlítő közelében a felszálló melegebb áramlatokból elpárolog a légkörbe.

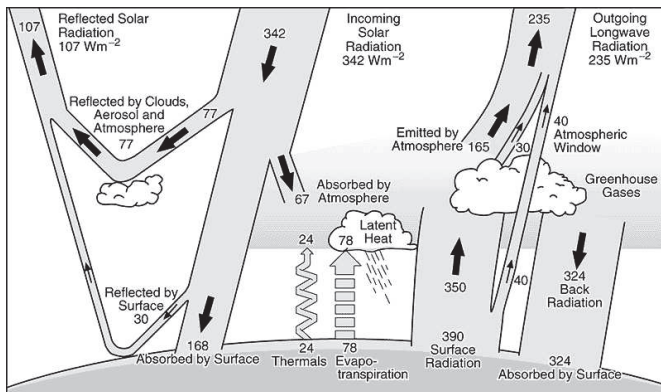
További példák még az éghajlati alrendszerek kölcsönhatására: az óceánok jégtömegei jelentősen csökkentik az atmoszféra és az óceánok között végbemenő kicserélődési folyamatokat, a bioszféra a fotoszintézis és a lélegzés révén hatással van a CO_2 -koncentrációra, ezzel szemben viszont a bioszféra állapotát is befolyásolják az éghajlati változások. A bioszféra befolyásolja továbbá a párolgás miatt a légkörbe jutó vízmennyiséget, valamint a légkör sugárzási mérlegét a visszavert sugárzás mennyisége által.

A kölcsönhatások fenti felsorolása persze nem teljes, és az említett kölcsönhatások egy része igen kevésbé ismert részleteiben. Bármely az éghajlati rendszer egyes komponenseit, vagy azok kölcsönhatását, avagy a külső kényszerfeltételeket érintő változás azonban - legyen akár természeti eredetű, akár az emberi tevékenység következménye - az egész éghajlat megváltozását is magával vonhatja.

1.2. Természeti kényszerek hatása az éghajlati rendszerre

Az éghajlati rendszert erő külső kényszerek közül a legjelentősebb a napsugárzás és annak a globális energiámérlegre gyakorolt hatása. Az energia alapvető forrása, mely az éghajlati rendszert vezérli, a Napból érkező sugárzás. A sugárzási energia közelítőleg fele a látható fény, az elektromágneses spektrum rövidhullámhosszú tartományába esik. A másik fele döntően az infravöröshez közeli tartományba esik, kisebb része az ibolyántúli frekvenciatartományban érkezik. A Föld - az atmoszféra külső határánál mért gömbi - felszínének minden egyes négyzetméterére egy év alatt átlagosan 342 W/m^2 energiáját napsugárzás jut. Ennek 31%-át a felhőtakaró, az atmoszféra és a Föld felszíne rögtön vissza is veri (l. 1.2. ábra). A fennmaradó 235 W/m^2 részben abszorbeálódik a légkörben, nagyobbik része (mintegy 168 W/m^2) azonban a földfelszín (a szárazföldeket és az óceánokat) melegíti. A földfelszín visszajuttatja a hőt az atmoszférába, részben közvetlenül infravörös sugárzás formájában, részben a vízpára közvetítésével, mely az atmoszféra felsőbb rétegeiben bekövetkező kondenzálódásakor bocsátja ki a tárolt hőenergiát. Ez az atmoszféra és földfelszín közötti hőcsere a jelenlegi feltételek mellett átlagosan 14°C -os hőmérsékletet biztosít a Föld felszínének közelében, mely azonban a magassággal gyorsan csökken és a troposzféra felső határánál átlagosan -58°C -ot ér el.

Stabil éghajlati rendszer létrejöttéhez a beérkező napsugárzás és az éghajlati rendszer által kibocsátott sugárzás egyensúlya szükséges. Így tehát magának az éghajlati rendszernek is átlagosan évente 235 W/m^2 energiát kell az űrbe visszasugároznia, a részletek az 1.2. ábrán láthatóak.



1.2. ábra. A Föld átlagos éves globális energiaháztartása. A beérkező napsugárzás 49%-át (168 W/m^2 -t) a földfelszín elnyeli, majd ennek egy részét hőszugárzásként, másik részét pedig a párolgás révén (laténs hő) juttatja vissza az atmoszférába. Ezen sugárzás nagy része abszorbeálódik az atmoszférában, mely ezt lefelé és felfelé kisugározza, s így természetes üvegházhatást eredményez. (Kiehl és Trenberth [31])

Az atmoszférában található különféle nyomgázok elnyelnek és ki is bocsátanak infravörös sugárzást. Elnyelik a Föld felszíne, az atmoszféra és a felhők által kibocsátott sugárzást, kivéve a spektrum „atmoszférikus ablak”-nak nevezett tartományában, melyet átengednek. Valamint infravörös sugárzást bocsátanak ki mind felfelé, mind pedig lefelé, a Föld felszíne irányában. Ily módon az üvegházgázok csapdába ejtik a besugárzott energia egy részét a légkör belsejében, és az űrbe visszakerülő átlagosan $235 \text{ W/m}^2/\text{év}$ energiájú infravörös sugárzást a légkör -19°C hőmérsékletű (a közepes földrajzi szélességeken körülbelül 5 km-es magasságban elhelyezkedő) rétege bocsátja ki. Ezt a mechanizmust nevezik természetes üvegházhatásnak, mely szerves része a Föld energiaháztartásának.

A felhők is nyelnek el és bocsátanak ki infravörös sugárzást, így részt vesznek a Föld felszínének melegítésében, akárcsak az üvegházgázok. Másrészt viszont a felhők a Napból érkező sugárzás visszaverésével a hűlés irányában hatnak. A Föld felhővel borítottságának átlagos hatása a jelen éghajlati körülmények között gyenge hűtést mutat, a felhők által visszavert napsugárzás energiája több, mint az üvegházhatáshoz adott járuléka. Ez az effektus azonban gyakran változik, a felhők típusának, magasságának és optikai tulajdonságainak függvényében.

Az eddigi okfejtés a globális energia-egyensúlyról és a természetes üvegházhatásról globális átlagokon és a sugárzási energiámérlegen alapul. Az üvegházhatás minden részletének megértéséhez azonban a dinamikai visszacsatolásokat és az energiát szállító, átvadó különféle folyamatokat is számításba kell venni.

A külső kényszerek - mint például a napsugárzás intenzitása, vagy a vulkánkitörések által az atmoszférába juttatott aeroszokok mennyisége -, igen széles időskálákon változhatnak, és így az éghajlati rendszer egyensúlyi állapotának időleges megszűnéséhez, az atmoszféra felső határánál átlagosan kisugárzott és besugárzott energiamennyiségek eltérése miatt a mérleg változékonyságához vezethetnek. Ez a természetes eredetű változékonyság lehet negatív vagy pozitív előjelű is. Mindkét esetben azonban az éghajlati rendszernek az egyensúly visszaállítása irányában kell megváltoznia. A belső éghajlati folyamatok és visszacsatolások szintén okozhatnak változásokat a sugárzási egyensúlyban, pl. a visszavert napsugárzás vagy a kibocsátott infravörös sugárzás mennyiségének megváltoztatása által, azonban ezeket a jelenségeket nem tekintik a sugárzási gerjesztés részének.

1.3. Az éghajlat természetes változékonysága

Az éghajlati változékonyság - mind az éghajlatot jellemző mennyiségek középértékeinek megváltozása, mind pedig egyéb statisztikai jellemzők, mint pl. az extrém események előfordulásának gyakorisága - adódhat a sugárzási gerjesztés ingadozásaiból, vagy akár az éghajlati rendszert alkotó komponensek közötti kölcsönhatások megváltozásának eredménye is lehet. Ilymódon különbséget tehetünk külső és belső tényezők által indukált változások között.

Amikor a külső kényszerekben következnek be változások, az éghajlati rendszer különböző komponenseinek válaszadási ideje igen eltérő lehet. Az óceánok például - nagy hőkapacitásuk révén - igen lassan reagálnak a bekövetkezett változásokra. A karakterisztikus idő tipikusan évtized, vagy akár évszázad hosszúságú, jóval hosszabb, mint az atmoszféra esetében, ahol ez az időtartam általában pár napos, néhány hetes vagy maximum hónapos nagyságrendű. A teljes rendszer válasza a külső gerjesztésekben bekövetkezett változásokra nagyon széles időbeli és térbeli skálákon mozoghat.

A külső körülmények megváltozása nélkül is - tekintve, hogy a rendszer összetevőinek válaszideje nagyon eltérő, valamint a közöttük levő nemlineáris csatolások miatt -, az egyes alrendszerek önmagukban soha nincsenek egyensúlyban és így folyamatosan változnak. Jó példa erre a belső éghajlati változásra az El Niño Déli Oszcilláció jelensége (El Niño Southern Oscillation = ENSO), mely az atmoszféra és az óceán közötti kölcsönhatásnak a Csendes-óceán trópusi részén megfigyelt megnyilvánulása.

Az éghajlatnak a teljes rendszer belső változékonyságára és a külső kényszerekre adott választ tovább bonyolíthatják a visszacsatolási mechanizmusok és az egyes összetevők válaszábanak nemlineáris jellege. Fontos példája a pozitív visszacsatolásnak, hogy amint a Föld felmelegedése növekszik, a légkörben található vízpára mennyisége is nő, ez pedig tovább emeli a felszíni hőmérsékletet. Erős, és igen alapvető negatív visszacsatolás viszont a sugárzási csillapítás: a hőmérséklet növekedése erősen megnöveli a kibocsátott infravörös sugárzás összenergiáját (Stefan-Boltzmann törvény), és így behatárolja és kontrollálja az eredeti hőmérsékletnövekedést.

Általában megkülönböztetik a fizikai folyamatok által kiváltott fizikai visszacsatolásokat és a biogeokémiai visszacsatolásokat (csatolt biológiai, geológiai és kémiai folyamatok). Fizikai jellegű visszacsatolás például a felhők mennyisége és a sugárzási egyensúly közötti igen bonyolult kölcsönhatás. A légköri CO₂-koncentráció, valamint a földfelszín és az óceánok által megkötött és tárolt szénmennyiség közötti kapcsolat azonban már biogeokémiai visszacsatolás. Az utóbbi visszacsatolás alapvető a szén körforgásának szempontjából.

Lényegében minden, a Föld éghajlati rendszerében zajló folyamat és kölcsönhatás nemlineáris jellegű. Ez nem zárja ki teljes mértékben a folyamatok előrejelezhetőségét, ami azonban még elvileg is csak véges és rövid időtartamra lehetséges, és a gyakorlati megvalósítása komplex probléma.

Az éghajlat természetéből adódóan változik minden időskálán. A legutóbbi egymillió év alatt például jégkorszakok és melegebb időszakok váltakoztak, az egyik elképzelés szerint a Föld pályájának különböző paramétereiben bekövetkezett változások miatt. Az antarktiszi jégminták alapján már több százezer évre visszamenőleg rendelkezünk információval a legutóbbi jégkorszakok klímájáról. Az egyre pontosabb adatok arra utalnak, hogy például az utolsó jégkorszak alatt is nagyon erős és gyors hőmérsékleti változások következtek be a Föld nagy részén, különösen az északi féltekén, a magasabb földrajzi szélességű helyeken (Houghton és mtsai. [20]). Ezek a hirtelen ugrások több foknyi globális átlaghőmérséklet-változást okoztak egyetlen emberöltő alatt. Ezzel ellentétben, a legutóbbi 10 ezer év átlaghőmérséklete sokkal stabilabbnak tűnik (legalábbis a jégkorszakok kilengéseihöz képest), bár helyi nagyobb anomáliák ezidő alatt is előfordultak.

Az utóbbi évek klímarekonstrukcióinak eredményei azt mutatják, hogy az északi félteke éghajlatát az utóbbi 1000 évben szabálytalan, ám folyamatos lehűlés, majd a XX. században egy erős felmelegedés jellemzi. A hőmérséklet viszonylag magas volt a XI. és a XIII. században, és viszonylag alacsony a XVI. századtól a XIX. századig. Ezek a korszakok egybeesnek a „középkori klimatikus optimum” illetve a „kis-jégkorszak” néven ismert időszakokkal. Az említett analízisek alapján a XX. század végén bekövetkezett mértékű melegedésre nincs példa a rekonstruált adatokban.

A déli féltekéről rendelkezésre álló igen kevés adat azt sugallja, hogy az ott történt hőmérsékleti változások különböznek az északi féltekén bekövetkeztetektől, az egyetlen szembeszökő hasonlóság a XX. század során történt erős melegedés.

Az éghajlat paramétereinek változékonysága regionális vagy helyi skálán sokkal jelentősebb, mint a globális, vagy hemiszférikus átlagoké. Az éghajlati változékonyság térbeli struktúrájának közelebbi vizsgálata, különösen a szezonális, vagy annál is hosszabb időskálákon jelzi, hogy ez a jelenség túlnyomórészt nagyskálájú, földrajzilag meghatározott térbeli mintázatok formájában fordul elő. Ezen mintázatok kialakulását az atmoszférikus áramlások és a földfelszín vagy az óceánok felszínének kölcsönhatása eredményezi. Bár földrajzilag körülhatárolhatóak a jelenségek, amplitúdójuk időben változhat, mint például az egyes folyamatok mögött rejlő óceáni változások esetében a kicserélődő hő mennyisége.

Jól ismert példa a fenti típusú folyamatokra a kvázi-periodikusan változó El Niño Déli Oszcilláció jelensége, melyet az atmoszféra és az óceánok kölcsönhatása okoz a trópusi Csendes-óceánon. Az ennek eredményeképpen létrejövő El Niño és La Niña események az egész Föld időjárására és éghajlatára kihatással vannak.

Egy másik, gyakran említett példa az Észak-Atlanti Oszcilláció (North Atlantic Oscillation = NAO), mely igen erős hatással van Európa és Ázsia egy részének éghajlatára. Mintázatát a légköri nyomás Izland és az Azori-szigetek feletti ellentétes irányú megváltozásai alkotják. Általában az izlandi alacsony légnyomású és az azori-szigetek feletti magas légnyomású területek között a nyugat felé tartó áramlás ciklonokat és hozzájuk tartozó frontrendszereket szállít Európa felé. Azonban az Izland és az Azori-szigetek közötti nyomáskülönbség fluktuációkat mutat a néhány naptól akár évtizedesig terjedő időskálákon, sőt a különbség előjele időnként meg is fordulhat. Az Észak-Atlanti Oszcilláció változásai érzékelhető regionális éghajlati változékonyságot okoznak Európa területén, különösen a téli időszakokban.

Hasonlóképpen, bár a rendelkezésre álló adatok mennyisége jóval kevesebb, az éghajlati változékonyság főbb módusait a déli féltekére vonatkozóan is azonosították. Ilyenek például a Csendes-óceán déli medencéjének észak-déli irányú nyomáeloszlásának aszimmetrikus szerkezete, melynek változékonysága szorosan összefügg az El Niño jelenséggel, avagy még inkább a közepes és magasabb földrajzi szélességű területek közötti zonális nyomásfluktuáció, az Antarktiszi Oszcilláció (Antarctic Oscillation = AO).

A regionális éghajlatot az arra jellemző valószínűségeloszlású időjárási események határozzák meg. Az átlagértékektől nagyon eltérő értékeket szolgáltatató időjárási események (hőhullámok, aszályok, áradások) bekövetkezési valószínűsége viszonylag kisebb, statisztikai értelemben ezeket extrém eseményeknek nevezik. Ez nem abszolút definíció, hiszen valamely időjárási esemény, amely az egyik régióban megszokott jelenség, extrém esemény lehet egy másik régióban (pl. az afrikai időjárásra jellemző hőmérsékleti értékek előfordulása Észak-Európában).

Az éghajlati változások azonban befolyásolhatják a különböző időjárási események bekövetkezési valószínűségét térben és időben, valamint az extrém események gyakoriságát és intenzitását is.

1.4. Az emberi tevékenység okozta éghajlati változásokról

Főként az ipari forradalom kezdete, azaz a XVIII. század közepe óta változott meg az emberi tevékenység oly mértékben, hogy kontinentális, vagy globális méretekben is észrevehető légköri változásokat okozzon.

A legjelentősebb antropogén hatás a fosszilis tüzelőanyagok (szén, kőolajszármazékok) elégetésekor a légkörbe kerülő CO_2 -mennyiség növekedése, mely módosítja az atmoszféra összetételét. A halogénezett szénvegyületek (CFC-gázok) és egyéb klór- és bróm-vegyületek kibocsátása nemcsak a sugárzási mérlegre van befolyással, hanem a sztratoszférikus ózonréteg elvékonyodását is okozta. A városiasodásnak, az erdőirtásoknak és a mezőgazdasági termelésnek köszönhető változások módosítják a Föld felszínének fizikai és biológiai tulajdonságait, s így szintén a sugárzási mérleg módosításával, a regionális és globális éghajlatra is hatással lehetnek.

A klímarekonstrukciós adatok alapján az ipari forradalom kezdete előtti évezredekben a légkörben fellelhető üvegházgázok mennyisége jó közelítéssel állandónak volt tekinthető. Az 1750-es évek óta azonban a különböző üvegházgázok koncentrációja folyamatosan nő. A CO_2 mennyisége például több, mint 30%-kal nőtt az iparosodás előtti időkhöz képest, és jelenleg is átlagosan évi 0.4%-kal növekszik (Houghton és mtsai. [20]). A növekedés antropogén eredetű, melyet bizonyít a légköri CO_2 izotóp-összetételének változása. A mezőgazdasági és ipari aktivitásnak köszönhetően több más természetes, sugárzási szempontból aktív légköri komponens (pl. CH_4 , N_2O) koncentrációja is emelkedik. Növekszik továbbá a NO és a CO koncentrációja is, melyek bár nem üvegházgázok, de fontos szerepet játszanak a légkörben zajló fotokémiai folyamatokban: az ipari forradalom kezdete óta a troposzférikus ózon koncentrációja kb. 40%-kal növekedett.

Összefoglalóan, az üvegházgázok koncentrációjának emelkedése a sugárzási mérleg megváltozásán keresztül a természetes üvegházhatás felerősödéséhez vezethet.

Az ember ipari és energiatermelő tevékenysége, a mezőgazdasági művelés ásványi porszemcsék, szulfátok, nitrátok és korom formájában megnöveli a légkörbe kerülő aeroszolok mennyiségét is. Ezen anyagok légkörben való tartózkodási ideje azonban korlátozott, hiszen a csapadék eltávolítja őket onnan. Ebből kifolyólag légköri koncentrációjuk a keletkezési helyük közelében a legmagasabb, és lényegében regionális távolságskálán változik.

A légkörbe kerülő aeroszolok szerepe még nem teljesen tisztázott. Közvetlen hatásuk, hogy a Napból érkező rövidhullámú sugárzás egy része ezen részecskéken szóródva visszaverődik az űrbe. Ez negatív visszacsatolást jelent, mely esetleg képes ellensúlyozni az erősödő üvegházhatást. Néhány aeroszol viszont, mint pl. a korom, közvetlenül elnyeli a Napból jövő sugárzást, és így lokálisan melegíti az atmoszféra valamely kisebb tartományát.

Az aeroszolkok hatással vannak ezenkívül a felhőket alkotó cseppcsekék számára, sűrűségére és méretére is. Ezáltal megváltoztatják a felhők mennyiségét és optikai tulajdonságait, és befolyásolhatják a csapadékképződést is.

A földhasználat változásai és a városiasodás befolyásolhatják az albedot, a felszín tagoltságát, valamint hatással lehetnek a vízpára és az üvegházgázok földfelszín és az atmoszféra közötti cseréjére, és a szénkörforgásra.

A klímaváltozás napjainkra fontos politikai kérdéssé vált, de antropogén eredete a pozitív és negatív visszacsatolások részleteinek csekély megértése miatt tudományosan még nem teljesen tisztázott.

1.5. Klímaváltozás elméletek

A geológiai korszakokon átívelő klimatikus ingadozások okaként kézenfekvő a Földet érő napsugárzás intenzitásának, földrajzi és időbeli eloszlásának megváltozását vizsgálni. A napsugárzás intenzitása a különféle időskálákon igen eltérő okok miatt módosulhat, pl. a néhány évestől évszázadosig tartó időtartamokon a napciklusok, az évszázadostól ezredekig terjedő időskálákon a Föld pályájának ciklikus változásai (az ún. Milankovitch-ciklusok) játszhatnak fontos szerepet, a jóval hosszabb, akár százmillió éves időtartamok alatt pedig már figyelembe kell venni, hogy a Nap energiatermelése nem teljesen egyenletes. Egy részletesen vizsgált elképzelés szerint a Föld pályájának excentricitása, a Föld forgástengelyének dőlésszöge és precessziója eredményezheti a közelítőleg 100 ezer éves jégkorszaki ciklusokat, valamint a 40 ezer éves és 20 ezer éves frekvenciáknál megjelenő globális hőmérsékleti ingadozásokat (Pelletier [52], EPICA 2004, [11]).

Ami a sokkal közelebbi múltat illeti, említettük, hogy az utóbbi 1000 évben két olyan kiterjedt periódus is volt, amikor a hőmérséklet relatíve jóval magasabb (középkori klimatikus optimum), ill. alacsonyabb (kis-jégkorszak) volt a hosszú idejű átlagnál. Mivel az antropogén hatás akkoriban még igen csekély lehetett, feltehető, hogy ezen változások is természeti tényezők következményei voltak. A kis-jégkorszak bekövetkeztét általában szintén a naptevékenység változásának, vagy kiterjedt vulkáni tevékenységnek tulajdonítják, a középkori klimatikus optimum lehetséges okai azonban még ennél is kevésbé tisztázottak. Néhány kutató azt állítja, hogy a körülbelül 1860 óta tapasztalható hőmérsékletemelkedés csupán egy természetes éghajlat-regeneráció a kis-jégkorszak után.

A klímaváltozást okozó különféle tényezők egymáshoz viszonyított fontossága a vizsgált időszaktól is függ, hiszen pl. az antropogén faktorok vélhetően elhanyagolhatóan kis mértékben járulhattak csak hozzá a klímaváltozáshoz mondjuk az ipari forradalom előtti időkben. Rudiman [61] azonban nemrégiben ezt kétségbe vonta: Úgy véli, hogy már az ókori erdőirtások és rizstelepitések is észrevehetően megnövelték a légköri CO₂- és metán-szinteket, kb. a 8000 évvel ezelőtti időktől kezdődően.

A különböző éghajlatmódosító tényezők hatásának mértékéről manapság a legmegbízhatóbb információt a különböző éghajlati modellek adják. Az eltérő csatolási és egyéb paraméterértékek mellett futtatott számítógépes szimulációk adatainak elemzése segíthet a különböző tényezők azonosításában és a rész folyamatok megértésében. Erre a kérdésre még röviden visszatérünk.

1.6. Politikai vonatkozások

A környezetvédelem néhány problémája már évszázadok óta ismert: pl. az erdőirtás és a talajerózió kapcsolata, a folyó- és légszennyezések az ipari tevékenység fokozásával mind erősebbek lettek. A savas esők jelenségét, vagy az üvegházhatás lehetőségét már 19. századi tudományos

cikkek is említik, veszélyességük felismerésére mégis közel egy évszázadot várni kellett. Az üvegházhatásért leginkább felelőssé tett CO_2 mérésére csak az 1950-es évek vége felé indult program, a savas esők okozta erdőkárak problémája az 1970-es évek végén került a vizsgálatok keresztútjába, az „özonlyukként” ismert légköri jelenség felismerésére pedig 1985-ig kellett várni.

A népességnövekedéssel kapcsolatos egyik legnagyobb probléma annak élelemmel való ellátása. A termőterületek folyamatos csökkenése a környezetkárosítás és az urbanizációs folyamatok következményeként - a települések növekedése, terjeszkedése, az infrastrukturális fejlesztésekhez kapcsolódó földkivonások - mind jelentősen csökkentik az élelmezésre fordítható területek nagyságát. Az urbanizáció termőterület-csökkentő hatása szoros kapcsolatban van a gazdasági fejlődéssel. Az USA-ban a Santa Clara völgy a 20. század közepe táján még gyümölcsseiről volt híres, ma pedig már Szilícium-völgy néven emlegetik, és az iparterületek, utak, lakótelepek határozzák meg arculatát. Az elmúlt évtizedek tapasztalata bizonyította, hogy az erdőirtással szerzett szántógyarapítás (az erőzión túl az egyes térségekben tapasztalható elsvatagosodás miatt is) csak átmeneti területbővítés. Az erdőirtások következtében a trópusokon évente kb. 11-14 millió hektár erdő pusztul el - ez 30 év alatt kb. India területével egyenlő. A második világháború óta a műtrágyák és az alkalmazott növényvédelmi vegyszerek kiemelkedő szerepet játszanak a terméshozamok növelésében, de felhasználásuk veszélyeket is hordoz: a kimosódó műtrágyák szennyezik a vizeket, a vegyszerek pedig részben közvetlenül, részben a táplálékláncban felhalmozódva fejtik ki egészségkárosító hatásukat. Az élelmezési problémák mellett gondok lehetnek az édezővízkészlettel is, sőt a mennyiségi problémákat minőségi problémák is tetézik.

Az első érdemi intézkedésekre a 19. század vége felé került sor - mégpedig a természetvédelem területén: 1872-ben alapították meg az első nemzeti parkot az Egyesült Államokban (Yellowstone NP), melyet a 19. század végén Kanadában, Ausztráliában és Új-Zélandon, majd a 20. század elején Svédországban, Svájcban, Kongóban további nemzeti parkok követtek. A természet szépségeinek megőrzése érdekében ezek némelyikében még a látogatást is megtiltották. Regionális egyezményeket követően az UNESCO szakmai támogatásával 1948-ban alakult meg a Nemzetközi Természetvédelmi Unió (IUPN, később 1956-tól IUCN). Az IUCN játszott kezdeményező szerepet a Természetvédelmi Világalap (WWF) 1961. évi megalapításában is, amely tevékenységének kezdeti szakaszában döntően a veszélyeztetett fajok védelmére összpontosított. 1966-ban jelent meg a Red Data Book (Vörös Könyv) első két kötete, a leginkább veszélyben levő élőlényekről.

Az UNESCO 1970-ben elindította az „Ember és Bioszféra” (MAB) programot, majd 1972-ben megszervezték az ENSZ első környezetvédelmi világkonferenciáját Stockholmban, melyet a Riói és Johannesburgi Konferenciák, valamint nemzetközi környezetvédelmi egyezmények sora követett. Az ENSZ két szakmai szervezetének - a World Meteorological Organization (WMO) és a United Nations Environment Programme (UNEP) - kezdeményezésére 1988-ban létrejött Klímaváltozás Kormányközi Bizottsága (IPCC, Intergovernmental Panel on Climate Change) 1990 óta ötvenként készít értékelést és jelentést a klimatikai kérdésekkel kapcsolatos ismeretek pillanatnyi állásáról. A következő átfogó jelentés 2007-re várható.

1.7. A rendelkezésre álló adatok

A legrégebbi műszeres észleléseken alapuló hőmérsékleti adatsorok kb. az 1850-es évektől kezdődnek, ennél régebbi feljegyzések is léteznek ugyan, azonban a mérések rendszeressége és a mérőeszközök pontossága, szabványosítása csak ezt követően tekinthető elegendően megbízhatónak. Napjainkban a legtöbb meteorológiai megfigyelést az időjárási előrejelzésekhez való felhasználás céljából végzik, főleg automata mérőállomások.

A feljegyzésekben szereplő hőmérsékleti adatokat szárazföldi megfigyelőállomásokon ill. hajókról mérték, és ezek közelítőleg azonos mértékű melegedést jeleznek, egészen az 1860-as évek óta. Ezen állomások adatai a felszíni hőmérséklet átlagosan 0.4°C és 0.8°C közötti emelkedését mutatják a XX. században. A harmadik IPCC jelentés (Houghton és mtsai. 2001, [20]) szerint: „A globális felszíni hőmérsékletváltozásra adható legjobb becslés a $0.6 \pm 0.2^{\circ}\text{C}$ -os hőmérséklet-emelkedés a XIX. század végétől kezdődően.”

Előfordulnak azonban olyan, a mérést érintő különbségek is a feljegyzett adatsorok között, melyek megnehezítik azok összevetését, ilyen pl. a használt hőmérők eltérő volta, a mérési gyakorlat különbözősége, vagy akár a megfigyelőállomást körülvevő terület használatának, művelésének megváltozása, a városiasodás hatása.

Vannak - ezzel párhuzamosan - tengeri hőmérsékleti megfigyelések is, melyeket felszíni hajók végeztek. Itt szintén problémát jelenthet a mérési gyakorlat megváltozása, ezekre az adatsorokra azonban legalább az urbanizáció, az ún. városi hőszigetek kialakulása nem volt hatással. 1979 óta mérik műholdak a troposzféra hőmérsékletét, a ballonos mérések kb. az 1950-es évektől váltak elterjedté, rendszeressé.

A következőkben áttekintjük azokat a módszereket, amelyek az instrumentális mérések bevezetésénél távolabbi múltban is lehetővé teszik a klíma rekonstrukcióját.

Ezen módszerek bizonyos „helyettesítő mennyiségek”, ún. „proxy”-k segítségével következhetnek az utóbbi évszázadok, évezredek éghajlati jellemzőire. A helyettesítő mennyiségek értelmezése igen bonyolult feladat, alkalmazásuk pontos kalibrációt és nagy körülménytést igényel. Nagyfelbontású klimatikus indikátorok a fák évgűrűi, a koralltelepek, a jégminták és a réteges óceáni üledékminták. Némileg durvább időbeli felbontásúak a fűrészi mérésekből származó geotermikus információk, valamint a gleccserek, jégmorénák kiterjedése és a nem-rétegzett üledékminták elemzése alapján nyert adatok.

A fák évgűrűinek vizsgálatával pontosan keltezett, éves felbontású és jól kalibrálható adatsorok nyerhetők. Tipikusan pár száz évnyi hosszúságúak, így igen hasznosak a szárazföldi területeken bekövetkezett éghajlati változások dokumentálásában. Azonban az évgűrűk szélessége és sűrűsége által hordozott klimatikus információ tulajdonképpen egy az éghajlati gerjesztésekre adott bonyolult biológiai válasz, mely akár változhat is az idők folyamán.

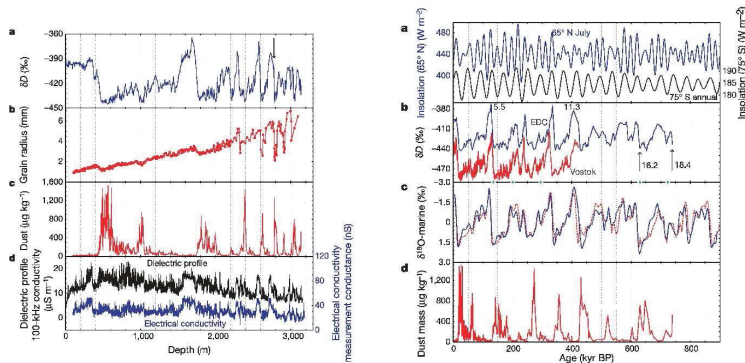
Az óceánok színtingadozása is jól jelzi az éghajlatváltozást. A tengerszintnek a jégtakaró növekedése illetve visszahúzódása következtében előálló változásai, az ún. glacio-eusztatikus változások nyomon követhetőek a korallzátonyok vizsgálata alapján. A koralltelepek főként a trópusi és szubtrópusi területek klímájáról szolgáltatnak információt, akár több ezer évre visszamenően. A kormegállapítás alapja a váz sűrűségváltozásainak és különböző geokémiai paramétereknek, nyomelemek előfordulásának, izotóp-összetételnek a mérése.

Az elmúlt néhány évszázadra, évezredre vonatkozóan a legjobb adatforrást a sarki jégtestek és a magashegyi gleccserek fűrásmagjai szolgáltatják. A leghosszabb és legmegbízhatóbb idősorok az Antarktiszról és Grönlandról származnak, bár a Tibeti-magasföld és Peru területén is voltak vizsgálatok. A felszínről származó jégminták, illetve a jégmagok felső rétegeinek keltezése, kormegállapítása pontosan véghezvihető a rétegek megszámlálásával, minden réteg egy-egy évet reprezentál. A mintában mélyebben a rétegek elvékonyodnak, és végül az egyes évek megkülönböztethetetlenekké válnak. Az egymás fölé rakódó jégkéreg - megőrizve a szél-fúttá port, hamut, az atmoszférikus gázokat, a radioaktivitást - információkat tartalmazhatnak a hőmérsékletre, az óceán vízszintjére, a csapadék összetételére és mennyiségére, az atmoszféra alsó rétegeinek összetételére, a vulkánkitörésekre, a napsugárzás intenzitására, a tengerfelszín élővilágára és egyéb más éghajlati indikátorokra vonatkozóan. A legmélyebb rétegek kora a felhalmozódási sebességnek és a jégáramlásnak a modellezésével becsülhető.

Egy megfelelő helyről származó jégminta megszakitásmentes, részletes információkat tartalmaz az éghajlatról, évszázadokra, évezredekre visszanyúlóan. Éppen a rögzített információk egyidejűsége teszi a jégmintákat olyan értékes és hasznos segédeszközzé a paleoklimatológiai kutatások számára.

A jégminta izotóp-analízise összefüggésbe hozható a hőmérséklettel és a globális tengerszint-változásokkal. A buborékok által megőrzött levegő analízise feltárja az atmoszféra akkori összetételét, főként a CO_2 ingadozásokat. A jégtakaróban található levegőzárványok elemzése több százezer évre visszamenőleg képes megadni a légkör CO_2 -koncentrációját. Gyakran alkalmazott módszer a jég deutérium tartalmának, vagy az oxigén-izotópok arányának a vizsgálata is. A vulkánkitörések azonosítható hamurétegeket hagynak. A Berillium-10 koncentráció kapcsolatba hozható a kozmikus sugárzás erősségével, mely a napsugárzás erősségére is utal. A jégmintában fellelhető por elemzése által a sivatagi területek esetleges terjedésével vagy a szélsőségekkel kapcsolatos következtetések tehetők.

A jégminták előnye az óceáni üledékmintákkal szemben a jobb felbontóképesség, valamint az, hogy utóbbiakból nem lehet következtetni az atmoszférában levő üvegházgázok mennyiségére. Egészen 2003-ig a Vostok jégminta volt a leghosszabb idejű fúrás. Ez az Antarktisz keleti részéről, a Vostok megfigyelőállomás¹ (WMO id: 89606, 78° 27' S, 106° 52' E) közeléből származik. A segítségével rekonstruált adatsor 420 ezer évvel ezelőttre nyúlik vissza, és négy glaciális-interglaciális ciklust fog át. A Vostok-fúrás mag közeléből származó Dome Fuji minta adatsora 340 ezer éves, és az utóbbi négy ciklust tekintve a vizsgált tulajdonságok hasonló ügrásokat mutatnak, mint a Vostok mintáé. Továbbá mindkét esetben szoros csatolást találtak az üvegházgázok (CO_2 , CH_4) koncentrációja és az antarktisi hőmérsékleti proxyként használt deutérium-hidrogén arány között (EPICA 2004, [11]).



1.3. ábra. (1) Az EDC-jégminta elemzése során mért paraméterek a fúrás mag származási helyének mélysége függvényében. (2) Az EDC-minta adatainak más paleoklimatikus adatsorokkal (pl. a (b) ábrán a Vostok-jégminta adataival) való összehasonlítása. (részletesen l. EPICA 2004, [11]).

¹ Az állomás a 4000 m mélyen levő subglaciális Lake Vostok felett helyezkedik el. Ezen a helyen jegyezték fel a valaha mért legalacsonyabb hőmérsékletet a Földön: 1983. július 21-én -89.2°C -ot.

Két Grönlandi jégminta fúrás, a GRIP-minta² és a tőle 30 km-re nyugatra készített GISP-minta³ kora szintén meghaladja a 100 ezer éves időtartamot, és eléri a legutóbbi interglaciális időszakot. Ezen két minta rekonstrukciója elég jó egyezést mutat, egészen a legalsó rétegekig, azok interpretációja azonban problémás, feltehetően az aljzaton levő kőzet feletti áramlások miatt.

A legújabb, és jelenleg leghosszabb idejű jégminta-fúrás az EPICA, a European Project for Ice Coring in Antarctica által készített, az Antarktisz keleti részéről, a Vostoktól 560 km-re fekvő Dome C (75° 06' S, 123° 21' E) melletti fúrásból származó EDC. A segítségével eddig rekonstruált paleoklimatológiai adatsor időtartama 740 ezer év, mely így eléri a nyolc glaciális ciklus időtartamát. A legutóbbi négy ciklust tekintve adatai (elektromos vezetőképesség, dielektromos profil, porszemcsék mérete, izotópösszetétele, az antarktiszi hőmérsékleti proxyként használt deutérium-hidrogén arány) jó egyezést mutatnak a Vostok-minta adatsorával (l. 1.3. ábra). Az EDC adatai szerint az Antarktiszon a korábbi négy ciklust a legutóbbi négy ciklusnál csekélyebb mértékű melegedés jellemzi az interglaciális időszakokban, viszont az egyes glaciális-interglaciális ciklusok idejének nagyobb hányada tartozott a melegebb periódushoz.

Az eddig elemzett rész (3139 m) időskálája alapján azt remélik, hogy az analízisnek a jégminta teljes hosszára (3190 m) való kiterjesztésével az adatsor 807±10 ezer évre visszamenőleg fog információt szolgáltatni a bekövetkezett változásokról, így akár arról is, hogyan tükrözi a Berillium-10 izotóp a közelítőleg 780 ezer évvel ezelőtti dátált Brunhes-Matuyama mágneses megfordulást. A még ki sem fúrt további 120 m-es minta segítségével pedig az EDC2 kora a becslések szerint a 960±20 ezer évet is elérheti. Nagy érdeklődés kíséri, vajon ezen időszakban is hasonlóan erős csatolást találnak-e majd az üvegházgázok koncentrációja és az antarktiszi hőmérséklet között, mint a legutóbbi 420 ezer év esetében (EPICA 2004, [11]).

1.8. Időjárás-előrejelző és globális éghajlati modellek

Az első általános légköri modellek kifejlesztését az 1950-es években a meteorológiai előrejelzés indukálta. Ezek a modellek a légkörben zajló diabtikus folyamatokat (ahol az alrendszer határan energiát transzport engedélyezett) és az óceánok hatását teljes mértékben elhanyagolták, a barotróp örvénygyenlet alapján az atmoszféra dinamikáját modellezték, főként helyi, felszíni méréseken alapuló adatok felhasználásával (Grassl [16]).

Az 1960-as években a számítógépek kapacitásának növekedése és a baroklinitás jelenségének jobb megértése 2 nappal 3 napra növelte az előrejelzési időt. Jórészt továbbra is csak légköri dinamika szerepelt a modellekben, a diabtikus folyamatokat elhanyagolták, viszont már - a WMO World Weather Watch Programme által koordinált globális rádiószonda-hálózat által mért - a troposzférára és a sztratoszféra alsó rétegeire vonatkozó adatokat is felhasználták az előrejelzés készítéséhez.

Az utóbbi évtizedek technikai fejlődése lehetővé tette a globális éghajlati modellek megkonstruálását. A kitűzött cél itt már nem csupán a várható időjárási viszonyok előrejelzése volt, hanem a klimatikus rendszerben rejlő kölcsönhatások és visszacsatolások, a természetes éghajlati változékonyság jobb megértése, az antropogén eredetű hatások becslése és előrejelzése.

A különböző éghajlati alrendszerek modelljeit külön-külön fejlesztették ki, majd sorra integrálták az egyre átfogóbb modellekbe, melyek a nemlineáris dinamikai egyenletek numerikus megoldását szolgáltatják. A különböző komponensek közötti csatolás megfelelő reprezentációja

²Az European Greenland Ice Core Project keretében 1989 és 1992 között Grönland középső részén - 72° 35' N, 37° 38' W - készített 3029 m hosszúságú fúrás, mag.

³A Greenland Ice Sheet Project Two által 1993-ben végzett fúrás, ebből 3053 m a jégminta, valamint 1.55 m az aljzat-kőzetből származó minta.

nélkülözhetetlen. Az atmoszféra és az óceánok közötti csatolás különösen lényeges, az óceánok nagy hőkapacitása, a hidrológiai ciklusban betöltött szerepe, és az általa tárolt és továbbított nagy mennyiségű CO_2 miatt.

A globális éghajlati modellek közötti főbb különbségek az alkalmazott numerikus módszerekben, a térbeli felbontás megválasztásában és az alrács-léptékű paraméterezésben rejlenek. A globális atmoszféra-modellek által használt háromdimenziós rács tipikus térbeli felbontása jelenleg horizontálisan 250 km (a japán Earth Simulator projecté azonban már lassan eléri a 20 km-t is, a regionális modelleké ezzel szemben 1-5 km), vertikálisan pedig 10 és 30 közötti számú (nem egyenletes közönlként elosztott) réteg. Az óceán-modellek tipikus felbontása horizontálisan 125-250 km, vertikálisan 200-400 m. Több fizikai folyamat - melyek pl. a felhőképződéssel, a határrétegnél végbemenő hőtranszporttal vagy a mezoskálájú óceáni örvényekkel kapcsolatosak - sokkal kisebb térbeli skálákon zajlik, s csak a fentieknél finomabb felbontású rácsokon lehetne hatásukat megfelelően figyelembe venni. Ezért az ilyen folyamatok átlagos hatását a modellek empirikus paraméterként tartalmazzák.

A modellek pontosítása és reprodukciós képességének ellenőrzése kulcsfontosságú lépés, hogy a kapott eredmények a valós folyamatokat mind jobban közelítsék, s a jövőre vetített előrejelzések is hihetőek legyenek. Az empirikus vizsgálatok éppen abban nyújthatnak nagy segítséget, hogy előállítsák a modellek fejlesztéséhez szükséges adathalmazokat, melyek nemcsak az átlagértékeket tartalmazzák, hanem a különböző fizikai mennyiségek korrelációs és lokális statisztikai tulajdonságait is.

Több tanulmány is vizsgálta már a globális éghajlati modellek reprodukciós képességeit, s megállapították (Govindan és mtsai. [14], [15], Syroka és Toumi [69], [70]), hogy azok alulbecsülik az atmoszférában tapasztalt hosszútávú korrelációkat. Ezzel szemben Fraedrich és Blender [12] megmutatták, hogy amennyiben az atmoszféra és óceán közötti csatolás megfelelőképpen reprezentált a modellben, az képes hosszútávon korrelált hőmérsékleti mezőket előállítani. (Erre a kérdésre még az utolsó fejezetben visszatérünk.) A közvetlen mérési eredményeknek a meglehetősen alacsony térbeli felbontású modellek adataival való összevetése azonban sok csapdát rejt (Pielke és mtsai. [58]).

2. fejezet

Alkalmazott módszerek

A meteorológiai állapotjelzők perzisztenciája jól ismert jelenség. A perzisztencia klimatológiai értelemben az időbeli állandóságra vonatkozik. A sztochasztikus folyamatokkal kapcsolatban a perzisztens szó jelentése egy kissé módosult, hosszútávú időbeli korrelációk jelenlétére utal. Egy folyamat perzisztens jellege azt jelenti, ha egy múltbéli növekvő vagy csökkenő tendencia fennmaradása a jövőben nagyobb valószínűségű, mint az ellenkező előjelű változás bekövetkezése. (Egy antiperzisztens folyamat során a trendek előjelváltása nagyobb valószínűségű.)

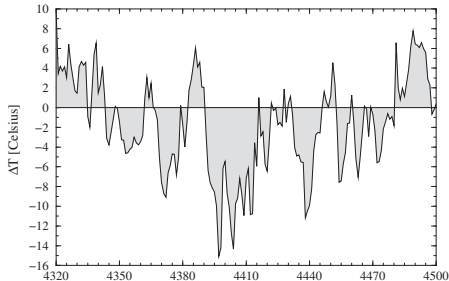
Ha például egy napon az idő esős és hideg, nagy a valószínűsége, hogy a következő napon is hasonló marad. Perzisztenciát figyeltek meg az egymást követő évek vizsgálata során is, melyet a hosszú időre vonatkozó meteorológiai idősorok teljesítmény-sűrűség spektrumában fellépő „red noise” (a korrelált fluktuációkból adódó nemkonstans háttérzaj) ténye jelez, azonban a perzisztencia jellemző törvényszerűségei, és tartománya nem tisztázott (Koscielny-Bunde és mtsai. 1998, [36], [37]).

Kvalitatíve a perzisztencia megjelenik a napi hőmérsékleti anomáliák

$$\Delta T_i = T_i - \langle T_i \rangle_d \quad (2.1)$$

idősorában, ahol $\langle \rangle_d$ az év adott naptári napjára vonatkozó sokéves átlagot jelenti.

A 2.1. ábrán jól látható, hogy az átlagtól való eltérés több napos, néha több hetes időszakokban azonos előjelű. Az adatok sorrendjét véletlenszerűen megkeverve az átlag körüli fluktuációk korrelációi eltűnnek.



2.1. ábra. Hőmérsékleti anomália idősor egy szakasza, Debrecen, 1963. nov. 1 - 1964. ápr. 30.

Perzisztencia hiányában a ΔT_i -k korrelálatlanok, és a $C(\tau) = \langle \Delta T_i \Delta T_{i+\tau} \rangle$ autokorrelációs függvény zérus. Amennyiben a perzisztencia jellemző az adatsorra egy bizonyos τ_c időtartamig, az autokorrelációs függvény értéke pozitív lesz a τ_c alatti értékekre, majd afelett eltűnik.

2.1. DFA és előzményei

Az utóbbi időben több, látszólag szabálytalan fluktuációkat mutató természetes komplex rendszer esetében figyeltek meg hosszútávú hatványfüggvényszerű korrelációt. Jó példa erre az egymást követő szívverések között eltelt időintervallumok, illetve a DNS-szekvenciák problémája. A legfőbb nehézséget a hosszútávú korrelációk kimutatásában az adatok nem-stacionárius természete jelenti.

A teljesítményspektrum-analízis, a Hurst-analízis és az autokorrelációs függvény vizsgálata mellett új módszerek is megjelentek az idősorok korrelációs tulajdonságainak feltárására, mint pl. a wavelet-módszerek, a standard fluktuációanalízis, vagy a detrendált fluktuációanalízis.

A DFA-módszer előfutárának tekinthető fluktuációanalízist elsőként Peng és mtsai. alkalmazták 1992-ben a DNS-molekula bázissorrendjére [53], [54]. Ezekben a munkákban a DNS nukleotid-láncot egy $u(i)$ bináris sorozattá képezték le, az alábbi módon: $u(i) = 1$, ha az i -edik pozícióban lévő nukleotid pirimidin bázist tartalmaz, és $u(i) = -1$, ha az i -edik pozícióban lévő nukleotid purin bázist tartalmaz¹. Így a DNS-nukleotidok bináris osztályozása alapján tulajdonképpen a molekulaszervezetet egy véletlen bolyongási folyamattá képezték le, a „bolyongó” $u(i)$ előjelének megfelelően lép fel, vagy le, s a kiindulási ponthoz viszonyított helyzete időbeli változásának négyzetes fluktuációját tekintik mérőszámnak.

Összevetve a teljesítményspektrum-analízis és az autokorrelációs függvény vizsgálatának módszerével - melyekből direkt módon igen nehéz jó becslést adni a korrelációs exponensekre -, a fluktuációanalízis nagy előnye, hogy az integrálás révén a zajszint sokkal kisebb.

Míg a standard fluktuációanalízis szerint (Peng és mtsai. [53], [54]) a véletlen bolyongást végző részecske és a kiindulópont közötti távolság fluktuációinak szórását tekintik a fluktuációk mértékének, az ún. detrendált fluktuációanalízis szerint - melynek első alkalmazása szintén Peng és mtsai. nevéhez fűződik 1994-ben ([55], [56]) - csak a lokális trendek eltávolítása után következik a fenti eljárás.

Mivel ez a módszer viszonylag új, az alábbiakban részletesen ismertetjük:
Tekintsünk egy azonos $i\Delta t$ időközökkel felvett (azaz ekvidisztáns)

$$x_i \quad (i = 1, \dots, N) \quad (2.2)$$

fluktuáló idősort. Tegyük fel, hogy az x_i értékek minden i -re egy - az

$$\langle x \rangle = \frac{1}{N} \cdot \sum_{i=1}^N x_i = 0 \quad (2.3)$$

átlagérték körüli - véletlen bolyongás (random walk process \equiv RWP) lépései, így a jelsorozat „trajektóriáját”, vagy más néven „profil”-ját², integrált anomáliásként az

$$y(j) = \sum_{i=1}^j x_i \quad (j = 1, \dots, N) \quad (2.4)$$

összegzés adja meg.

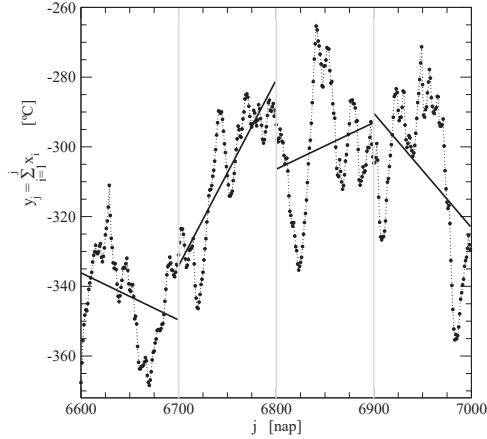
¹Az Adenin és a Guanin purin bázisú, a Citozin és a Timin pedig pirimidin bázisú.

²Az irodalomban előforduló további elnevezések: trace (Peng és mtsai. 1993 [54]), landscape (Peng és mtsai. 1994 [55]), landscape of the fluctuations (Koscielny-Bunde és mtsai. 1996 [35]), profile (Koscielny-Bunde és mtsai. 1998 [37])

A profilt egymással nem-átfedő azonos n hosszúságú szakaszokra (szegmensekre) osztjuk, a különböző szakaszokat a $k = 1, \dots, [N/n]$ index jelöli.

Minden szegmensben meghatározzuk a helyi (lokális) trendet, úgy, hogy egy p -edrendű $f_k^{(p)}(j)$ polinomot illesztünk az $y(j)$ profilhoz az adott szakaszon, majd a profilt „detrendáljuk” (trendmentesítjük) az $f_k^{(p)}(j)$ lokális trend kivonásával. Így kapjuk a p -ed rendben trendmentes $z^{(p)}(j)$ adatsort:

$$z^{(p)}(j) = y(j) - f_k^{(p)}(j) \quad (j = 1, \dots, N) \quad (2.5)$$



2.2. ábra. Az y_j integrált hőmérsékleti anomáliásor (l. a (2.4) egyenletet) és az $n = 100$ ablak-mérethez tartozó felosztás esetén kapott lokális lineáris illesztések (folytonos vonalak).

A fluktuációk mértékének egyik lehetséges jellemzése: az adott, rögzített n szegmenshossz-hoz („ablakmérethez”, idősor esetében időtartamhoz) tartozó átlagos négyzetes fluktuáció megadása

$$F_p(n) = \sqrt{\frac{1}{n[N/n]} \cdot \sum_{j=1}^{n[N/n]} (z^{(p)}(j))^2} \quad (2.6)$$

A korrelációt az $F_p(n)$ és n közti hatványfüggvényszerű kapcsolat, a δ exponenssel (DFA p -exponens) való skálázás jelzi, mely a log-log ábrán (l. 2.4. ábra) az illesztett egyenes meredekségeként jelenik meg:

$$F_p(n) \sim n^\delta \quad (2.7)$$

Egy ilyen folyamat autokorrelációs függvénye is hatványfüggvényszerű viselkedést mutat

$$C(\tau) = \langle x_j \cdot x_{j+\tau} \rangle \sim \tau^{-\alpha} \quad \text{ahol} \quad 0 < \alpha < 1 \quad (2.8)$$

valamint teljesítményspektrumára

$$S(f) \sim f^{-\beta} \quad (2.9)$$

A korrelációs exponensek közötti összefüggés pedig - mint arra Peng és mtsai. [54], Koscielny-Bunde és mtsai. [37], valamint Talkner és Weber [71] rámutattak

$$\delta = 1 - \frac{\alpha}{2} = \frac{1 + \beta}{2} \quad (2.10)$$

Következésképpen a hosszú-memóriájú (perzisztens) folyamatokat a $\delta > 0.5$ DFA-exponens jellemzi, a korrelálatlan idősorok esetében (mint pl. a véletlen bolyongás) $\delta = 0.5$, míg a negatív hosszútávú korrelációt mutató (ún. antiperzisztens) jelekre $\delta < 0.5$ teljesül.

A wavelet-analízis legegyszerűbb változata lényegében a fluktuációk mérésének módjában és az eliminált nemstacionaritások tekintetében tér el a fent ismertetett detrendált fluktuációanalízistől. Technikailag a profil szegmensenkénti átlagértékének meghatározásán (mely lényegében a függvény egy n szélességű négyszögjellel vett konvolúciójaként interpretálható) és a szomszédos szegmensek közti fluktuációk meghatározásán alapul (Koscielny-Bunde és mtsai. [36], [37]). A fluktuációk mértékét a szomszédos átlagértékek első-, másod-, ill. magasabbrendű kumulatív deriváltjai adják meg.

A wavelet-transzformáció során a vizsgált jelsorozatot egy ún. „mother” wavelet-függvény (vagy elemző wavelet) alapján nyújtással és eltolással generált függvénycsalád tagjai szerint fejtik sorba. Az elemző wavelet lehet pl. a Gauss-eloszlás (Arneodo és mtsai. [2]), vagy akár az ún. „Mexikói kalap”-függvény (Sonechkin és mtsai. [65]) is.

A fenti módszerek klasszikus előfutárának tekinthető a Hurst-féle „Rescaled Range Analysis” (Hurst 1951 [22]), melyet régóta használnak atmoszférikus paraméterek idősorainak vizsgálatára is (Miranda és Andrade 1999 [45]). Az ún. Hurst-exponens kiszámításához meg kell határozni az integrált anomáliásor szélsőértékeinek R_n különbségét, ezt normálni kell az adott n hosszúságú szegmens S_n szórásával, majd vizsgálni a viselkedést a szegmensek hossz függvényében: $R/S \sim n^H$.

2.2. Az eljárás főbb jellemzői

A detrendált fluktuációanalízis igen hasznosnak bizonyult az idősorok hosszútávú korrelációinak jellemzésében nagyon sokféle rendszer és jelsorozat esetében. 2004 végéig csaknem 500 ezzel a módszerrel kapcsolatos tanulmány jelent meg.

Alkalmazási területei például a szív dinamikája (Ivanov és mtsai. 1996 [24], Ivanov és mtsai. 1998 [25], Stanley és mtsai. 1999 [66], Havlin és mtsai. 1999 [17], Bunde és mtsai. 2000 [7], Ashkenazy és mtsai. 2001 [3]), különféle közgazdasági idősorok (Liu és mtsai. 1997 [38], Vandewalle és Ausloos 1997 [76], Liu és mtsai. 1999 [39], Jánosi és mtsai. 1999 [27]), további vizsgálatok a DNA-szekvenciák köréből (Buldyrev és mtsai. 1995 [6], Lu és mtsai. 1998 [40]), valamint meteorológiai adatsorok analízise (Koscielny-Bunde és mtsai. 1996 [35], Koscielny-Bunde és mtsai. 1998 [36], [37], Talkner és Weber 2000 [71], Weber és Talkner 2001 [77], Govindan és mtsai. 2001 ill. 2002 [14], [15], Ausloos és Ivanova 2001 [4]).

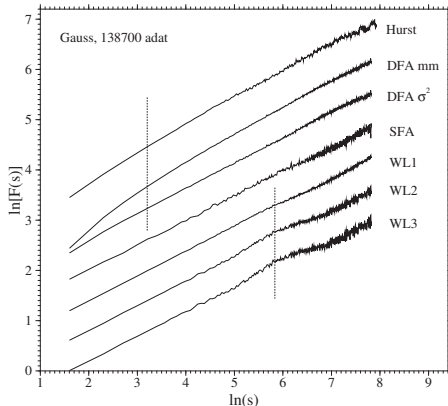
Meteorológiai adatsorokra elsőként Koscielny-Bunde és mtsai. [35] alkalmazták 1996-ban az eljárást. Cikkükben két - egymástól több mint 3000 km távolságra levő - meteorológiai állomás (az Oregon állambeli Pendleton és a Michigan-ben található Huron) több, mint 50 év hosszúságú napi hőmérsékleti adatsorát vizsgálták, és mindkét esetben hatványfüggvényszerű viselkedést találtak a 20 napostól egészen az 1000 napos időtartamok nagyságrendjéig, 0.65 körüli exponens-értékkel. Az egyes intervallumokra jellemző négyzetes fluktuációk kiszámításakor azonban ekkor még nem egy - az adott szegmensben elhelyezkedő adatokhoz - illesztett egyenestől való távolságot tekintették, hanem az adatoknak a szegmens két végpontját összekötő egyenestől való távolságát vették alapul.

Mint arra Talkner és Weber [71], valamint Heneghan és McDarby [18] rámutattak, a DFA és a hagyományos teljesítményspektrum módszer a korrelált sztochasztikus jelsorozatok ekvivalens jellemzését adja, azzal a lényeges különbséggel, hogy a DFA képes eredményesen kiszűrni a lassú

trendeket. Ez a kapcsolat hasonló a teljesítményspektrumnak és az autokorrelációs függvénynek a Wiener-Hincsin tételben megmutatkozó kapcsolatához: az információtartalom matematikailag ugyanaz, de sok esetben a teljesítménysűrűség-spektrum az autokorrelációs függvénynél sokkal érzékenyebb és többet feltáró eszköz a valódi adatok esetében (von Storch and Zwiers 1999 [67]).

A DFA-módszer legfontosabb előnye a hagyományos módszerekkel (pl. autokorrelációs-, spektrális-, Hurst-analízis) szemben az, hogy lehetővé teszi a nyilvánvalóan nemstacionárius idősorokban jelen levő korrelációk detektálását.

Az elsőrendű wavelet-módszer, hasonlóan a standard fluktuáció-analízishez, érzékeny a lineáris trendekre, míg a detrendált fluktuációanalízis és a másodrendű wavelet-módszer eltávolítja ezeket, a harmadrendű wavelet-módszer pedig ezen felül a parabolikus típusúakat is kiszűri. Ezen módszerek a teljesítménysűrűség-spektrum, vagy az autokorrelációs függvény kiértékelése helyett jóval hatékonyabbnak bizonyultak a hosszútávú perzisztencia detektálására. A rövidtávú időbeli korreláltság, vagy teljesen korrelálatlan folyamatok esetében a fenti módszerek mindegyikével $\delta = 1/2$ exponens adódik (Koscielny-Bunde és mtsai. [37]). Ezen eljárásokat egy az általunk tipikusan vizsgált hőmérsékleti adatsorok hosszánál tízszer hosszabb, de azokra jellemző átlagértékkel és szórással rendelkező Gauss-eloszlású adatsoron teszteltük (Király és János [32]), az eredményt a 2.3. ábra mutatja.



2.3. ábra. 138700 adatból álló Gauss amplitúdó-eloszlású, korrelálatlan bolyongási idősor fluktuációanalízise különféle módszerekkel. (A görbék az ábrázolás során függőleges irányban eltoltuk.)

Megfigyelhető a kettős logaritmus ábrázolásakor, hogy eltekintve az $n \approx 10$ alatti szegmensméretekől, egymással csaknem párhuzamos egyeneseket kapunk, valamint hogy egy bizonyos szegmensméret felett a fluktuációk mértéke erősen szórni kezd (véges méret effektus). A közbülső tartományban azonban az illesztett egyenesek meredeksége a várt 0.5 körüli érték.

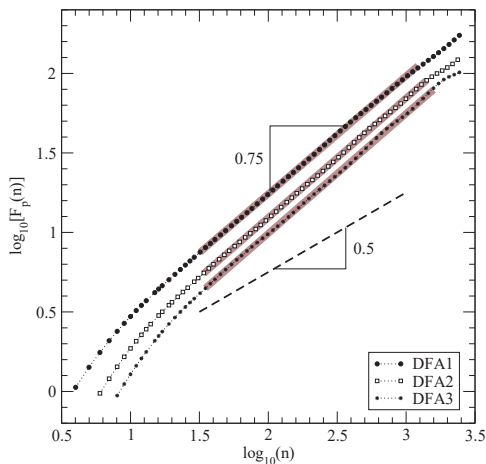
A 2.4. ábra egy napi középhőmérsékleti anomáliasorra kapott tipikus eredményt mutat, egy konkrét állomás (Gunnedah, 31.02°S, 150.27°E) példáján, annak 1969-1995 közötti adatsorára alkalmazva a detrendált fluktuációanalízist.

Az analízis első lépéseként a hőmérséklet éves menetét (az éves ciklust) eltávolítottuk a T_i napi középhőmérsékleti adatokból, az

$$x_i = T_i - \langle T_i \rangle_d \quad (2.11)$$

hőmérsékleti anomália idősor kiszámításával, ahol $\langle \rangle_d$ az év adott napjára vonatkozó sokévi átlagot jelenti (naptári napra, $d = 1, \dots, 365$). A szökőnapok adatait elhagytuk az adatsorból.

A 2.4. ábrán látható görbék az első- másod- és harmadrendű DFA-analízissel kapott eredményeket reprezentálják, ahol a detrendálás során a lokális trendet az egyes szegmensekben lineáris, másodrendű ill. harmadrendű polinomokkal közelítettük.



2.4. ábra. Gunnedah (31.02°S, 150.27°E) 1969-1995 közötti napi középhőmérsékleti anomáliasorának DFA-analízise. A szürke sávok a $\delta = 0.75 \pm 0.01$ DFA-exponensnek megfelelő skálázást jelzik, a szaggatott vonal a korrelálatlan folyamatokra jellemző DFA-merevséget mutatja.

A viszonylag alacsony zajszint a „sliding window”, vagy „csúszó ablak” technikának köszönhető, mely szerint a lokális trend kiszámítását és eltávolítását, valamint a variancia értékének kiszámítását nem csak egy adott nem-átfedő szegmensfelosztásnál végezzük el, hanem az adatsor minden $i = 1, \dots, n-1$ -edik elemét mint lehetséges kezdőértéket tekintve. Ez ekvivalens az n hosszúságú szegmensek összes lehetséges módon történő kiválasztásával az N hosszúságú adatsorból, vagyis mintha az $i = 1, \dots, N-n$ kezdőpontokban induló szegmensekre összegeznénk.

A görbék menete tulajdonképpen azonos, ez is azt jelzi, hogy nincs jelentős trend a hőmérsékleti anomália idősorokban.

Megjegyezzük, hogy a fenti észrevétel nem mond ellent a globális felmelegedés vizsgálatá során ugyanezen földrajzi helyre vonatkozóan nemrégiben készült tanulmányoknak, ugyanis a viszonylag gyenge trendeket könnyen elrejtheti a napi átlaghőmérséklet változékonysága, így az extrémumok gondos statisztikai analízisei bizonyítottan meggyőzőbbek (Easterling és mtsai. 1997 [9], Manton és mtsai. 2001 [41], Frich és mtsai. 2002 [13]).

Az egyre magasabb rendű DFA-görbék fokozatos lefelé tolódása (az egy adott n szegmens-hosszhoz tartozó variancia csökkenése) egyszerűen annak a következménye, hogy a magasabb fokú polinomok jobban közelítik a lokális trendeket.

A rövid időtartamoktól ($n < 20$ nap) haladva az egyre hosszabb szegmensek felé a DFA-görbék fokozatosan csökkenő meredekséget mutatnak, egészen egy jól definiált aszimptotikus értékig - ez a bemutatott esetben (Gunnedah 1969-1995 közötti középhőmérsékleti sorára) $\delta = 0.75 \pm 0.01$ - majd a nagyobb szegmenshosszakra ($n > 2000$ nap, kb. a vizsgált adatsor hosszának egyötöde) a szórás nagyon megnő, a statisztika elromlik.

Hu és mtsai. [21], Kantelhardt és mtsai. [30], valamint Chen és mtsai. [8] különböző mester-segesen generált idősorok szisztematikus analízisével sok hasznos részletet feltártak a módszer hatékonyságát és eredményességét illetően.

Egyik legfontosabb megállapításuk az, hogy a különféle korrelációs tulajdonságokkal rendelkező jelsorozatok és háttér-trendek összege esetében kapott DFA-eredmények teljes mértékben magyarázhatóak, a jelek variancia-szuperpozíciójának feltételezésével. Ez az észrevétel azért alapvető jelentőségű, mivel a korrelációs exponens valós, mért adatokra szinte sohasem konstans érték. Az átmenetek általában a különböző időskálákon megfigyelhető eltérő korrelációs tulajdonságokból adódhatnak, illetve a jelen lévő trendek következményei. A nem-stacionaritások egyéb formái a (szakaszosan) hiányos adatsorok (nagyon gyakori probléma), a véletlenszerű kiugró értékek, valamint a különböző lokális viselkedésű jelek (eltérő variancia vagy eltérő lokális korrelációk).

A meteorológiai adatsorok vizsgálata szempontjából a legfontosabb esetek az alábbiak (Hu és mtsai. 2001 [21], Kantelhardt és mtsai. 2001 [30], Chen és mtsai. 2002 [8]):

1. Hosszútávon korrelált folyamat, de az adatsor véletlen zajt is tartalmaz

Ezen esetben a tipikus DFA-görbe átmenetet mutat a $\delta = 0.5$ meredekségű tartományból (ez felel meg a zaj dominálta résznek) egy ettől eltérő aszimptotikus értékhez. Az átmenet ideje elsősorban a véletlenszerű zaj varianciájától (nagyobb amplitúdó - későbbi átmenet) és a korrelált folyamat korrelációs exponensétől (nagyobb exponens - korábban bekövetkező átmenet) függ.

2. Zaj szinuszos trenddel kombinálva

Egy tisztán szinuszos jel DFA-görbéjének kezdeti meredeksége $\delta = p + 1$, majd megfigyelhető egy átmenet a $\delta = 0$ értékhez. (Magától értetődő, hogy a harmonikus jel fél-periódusidejénél nagyobb időablakok esetében az amplitúdó felső korlátja a varianciának.) A szinuszos jelet a zajjal együtt tekintve, az eredményként kapott DFA-görbe a két összetevő alkotórész DFA-görbéinek szuperpozíciója.

3. Szakaszosan hiányos jelsorozatok

Meglepő, de a korrelált jelsorozatok ($\delta > 0.5$) skálázását nem befolyásolta, ha véletlenszerűen kivágtak belőle szegmenseket és a megmaradó részeket összefűzték, még akkor sem, ha az adatoknak akár 50%-át is eltávolították (Chen és mtsai. 2002 [8]). Mindazonáltal ezen utóbbi megállapításnak a nagyon hiányos hőmérsékleti adatsorokra való alkalmazhatósága erősen korlátozott, hiszen ilyen esetekben az éves ciklus eltávolítása (a sokévi átlag meghatározása) nehézségbe ütközik.

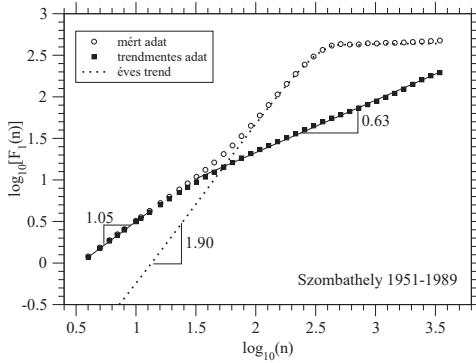
4. Eltérő lokális korrelációt mutató jelsorozatok

Általában, amikor egy korrelált jelsorozat valamely véletlenszerűen kiválasztott részeit egy eltérő korrelációs exponenssel rendelkező másik sorozatból kivágott szegmensekkel helyettesítjük, az eredményül kapott sorozat korrelációs exponensét aszimptotikusan a nagyobb pozitív korrelációt mutató szegmensek határozzák meg. Azonban ez esetben egy nemtriviális exponenssel rendelkező széles átmeneti zóna figyelhető meg, és „való di” aszimptotikus viselkedés csak nagyon hosszú jelsorozatok esetén észlelhető. Különösen igaz ez akkor, amikor az exponensek közötti különbség kicsi. Ezen megállapítás fontosságára még visszatérünk a 4.6 szakaszban.

A 2. pont illusztrálására a 2.5. ábrán Szombathely napi középhőmérsékleti adatsorának DFA1-analízisét mutatjuk be. A mért adatsor DFA1-görbéjének alakja (üres körök a 2.5. ábrán) erős periodikus trend jelenlétére utal (jó egyezésben Hu és mtsai. 2001 [21] elemzésével). Az éves (szezonális) trend eltávolítása a János és Vattay által [28] leírt szezonális változás függvény segítségével történt. A függvény alakja

$$\bar{T}(d) = T_{av} + A \cdot \cos\left(\frac{2\pi}{365}d + \phi\right) \quad (2.12)$$

ahol $\bar{T}(d)$ az adott naptári napra ($d = 1, \dots, 365$, a szökőnapokat elhagytuk) jellemző szezonális átlag, T_{av} a hőmérséklet sokévi átlaga, A és ϕ pedig az amplitúdó- és fázis-paraméterek. A hőmérsékleti anomáliásort (kitöltött négyzetek a 2.5. ábrán) ez esetben a mért érték és az arra a napra jellemző szezonális átlag (szezonális trend) különbsége, $\Delta T_i = T_i - \bar{T}(d)$ adja meg. Az anomáliásor (Szombathely, 1951-1989) DFA1-exponensére $\delta = 0.63 \pm 0.02$ értéket szolgáltat az illesztés.



2.5. ábra. Szombathely (47.23° N, 16.62° E) 1951-1989 közötti napi középhőmérsékleti adatsorának DFA1-analízise. A mért napi középhőmérsékleti adatok (üres körök), az anomáliásor (négyzetek) és a (2.12) szezonális trend (pontozott vonal) DFA1-görbéje. A jellemző meredekségeket az ábrán jelöltük.

Végezetül megemlítjük, hogy az általunk vizsgált leghosszabb hőmérsékleti anomáliásorok (Sydney, Melbourne, Adelaide) esetében az adatsorok teljes hosszában gyenge trendet figyelhetünk meg, mely elképzelhető, hogy a városiasodásnak (urbanizációnak), vagy a globális felmelegedésnek tulajdonítható, de ennek a kérdésnek a megválaszolása túlmutat jelen dolgozat keretein. Azonban még a fent említett nagyon hosszú adatsorok esetében is, a DFA2- vagy a magasabb rendű exponensek - az illesztési hibától eltekintve - nem különböztethetők meg a DFA1-exponensek értékétől.

2.3. Korábbi vizsgálatok

A nagyfrekvenciás (sűrűn mintavételezett) meteorológiai adatok fluktuációinak kvantitatív jellemzésére sok különféle módszert alkalmaznak: A teljesítménysűrűség-spektrum számítását és vizsgálatát pl. már évtizedek óta, szinte rutinszerűen használják (Marple 1987 [42], Percival és Walden 1993 [57]).

Pelletier [52] mérőállomások százainak hőmérsékleti adataira, és jégminta vizsgálatok alapján számított hőmérsékleti adatsorokra végezte el - az évszakos változások eltávolítása után - a teljesítményspektrum-analízist, az 1 naptól 200 ezer évig terjedő időskálán. Hatványfüggvény szerinti viselkedésű szakaszok sorozatát találta az alábbiak szerint:

- 40 ezer év és 200 ezer év között: lapos spektrum, $S(f) = \text{konstans}$

- 2 ezer év és 40 ezer év között: $S(f) \sim f^{-2}$

- 2 ezer év alatti időtartamokra: $S(f) \sim f^{-1/2}$

- az 1 hónapnál rövidebb időskálákon, egészen az 1 napos időtartamokig: a szárazföldi (kontinentális) állomások teljesítményspektruma $S(f) \sim f^{-3/2}$ -vel arányossá vált, a tenger melléki (kicsiny szigeteken elhelyezkedő) állomásoké pedig $S(f) \sim f^{-1/2}$ maradt.

A vizsgálatok alapjául a pár száz év feletti időtartamok esetében a Vostok jégminta-fúrás mag deutérium-tartalmának változásán alapuló hőmérsékleti proxy adatsor, a 80-100 éves időtartamoknál egy történeti rekonstrukción alapuló havi hőmérsékleti adatokat tartalmazó klimatológiai adatbázis, a legmagasabb frekvenciánál pedig az NCDC napi méréseket tartalmazó adatbázisa szolgált. Utóbbi két esetben az adatsorok teljesítményspektrumának meghatározását FFT-vel végezték, a jégminta adatok esetében azonban ez a módszer nem volt alkalmazható, mivel az idősor egyenletlenül mintavételezett, így ott a teljesítményspektrum becslése a Lomb-periodogram segítségével történt.

Koscielny-Bunde és mtsai. (*Philos. Mag. B*, 1998, [36]) 12 európai és észak-amerikai, különböző klimatológiai zónákban elhelyezkedő meteorológiai állomás 56 és 218 év közötti hosszúságú napi maximum hőmérséklet sorának vizsgálatát végezték el különböző módszerekkel. A napi hőmérsékleti fluktuációk jellemzésére egyrészt az autokorrelációs függvény direkt kiszámításával került sor, másrészt a (standard) fluktuációanalízis és a wavelet módszerek segítségével indirekt módon becsülték ezek mértékét, mely utóbbi technikák alkalmasak az adatokban megjelenő nemstacionárius tulajdonságok kiszűrésére is. Ezenfelül megvizsgálták még a napi hőmérsékleti fluktuációk eloszlását is, mely többnyire jól közelíthetőnek bizonyult a Gauss-eloszlással. Az autokorrelációs függvény hatványfüggvényyszerű viselkedését figyelték meg, exponensére csaknem minden állomás esetében $2/3$ körüli értéket kaptak, egészen az évtizednyi időtartamokig, így felvetették egy univerzális exponens létezésének lehetőségét is. Koscielny-Bunde és mtsai. egy másik tanulmányukban (*Phys. Rev. Lett.*, 1998, [37]) az említett eljárásokon kívül a detrendált fluktuációanalízis módszerrel is megvizsgálták az adatsorokat (ezesetben 14-et), s a fentiekkel lényegében azonos eredményre jutottak.

Weber és Takner [77] különböző meteorológiai paraméterek - mint pl. maximum-, minimum-, átlaghőmérséklet, napi hőmérséklet-tartomány (diurnal temperature range), nyomás, csapadékmennyiség és a levegő relatív páratartalma - napi idősorainak vizsgálatát végezték el a korrelációk feltárása céljából különböző, részben egymást kiegészítő, eltérő időskálákon határos módszerekkel. Nevezetesen: teljesítménysűrűség-spektrum meghatározása, másod- ill. magasabb rendű detrendált fluktuációanalízis, Hurst-analízis és az időbeli autokorrelációs függvény direkt becslése. Az analízishez amerikai kontinentális és tenger melléki állomások, valamint európai, viszonylag alacsony tengerszint feletti magasságú illetve magashegyi állomások adatait használták, a rövid- és hosszútávú korrelációs tulajdonságok esetleges állomásfüggőségének megállapításához. Valamennyi állomás minden vizsgált meteorológiai paramétere időben pozitívan korreláltnak bizonyult - a statisztikailag kiértékelhető legrövidebb és leghosszabb időskálákon egyaránt -, egészen a 3 évtizednyi időtartamok tartományáig. A hosszútávú korrelációk aszimptotikusan tiszta hatványfüggvényyszerű viselkedést mutattak, állomásfüggő exponenssel. Különösen azonban a rövidtávú viselkedés függött a mérőállomás típusától, és tért el jelentős mértékben a különböző vizsgált meteorológiai paraméterek esetében.

Eichner és mtsai. [10] összesen 95 a Föld különböző pontjain elhelyezkedő állomás napi hőmérsékleti adatait vizsgálták, DFA0-DFA3 rendű detrendált fluktuációanalízis segítségével. Ők a 0.55-0.90 közötti tartományba eső - a kontinentális állomások esetében 0,65 körül erősen centráltnak, a szigetek esetében pedig szisztematikusan magasabb - korrelációs exponenseket észleltek. Az állomások egy részénél - melyek főként az Alpokban található nagyobb tengerszint feletti magasságú mérőhelyek voltak, illetve a tanulmányozott szigetek felénél - határozott trendet figyeltek meg. Az állomások típusa miatt (magashegyi ill. szigetekeken fekvő) ezen esetekben az urbanizáció hatását kizárták, a megfigyelt trendeket az atmoszféra globális melegedésének tulajdonították. A hőmérséklet növekedésére utaló trendet találtak ezenkívül több nagyváros adatsoránál is. Ugyanakkor sok állomásnál - melyek nem a kifejezetten gyorsan városiasodó területekhez tartoznak, az átlaghőmérséklet emelkedése nehezen volt észlelhető. Eichner és mtsai. szerint ez akár arra is utalhat, hogy a legutóbbi IPCC jelentés felülbecsüli az antropogén eredetű perturbációnak tulajdonított globális átlaghőmérséklet-növekedést.

A szigetekre vonatkozó megfigyelést alátámasztja Monetti és mtsai. [46] tanulmánya is, melyben a tenger felszíni hőmérsékletének a levegő földfelszín felett mért hőmérsékleténél jóval erősebb perzisztenciáját figyelték meg. Ők a tenger felszíni hőmérsékletének (sea surface temperature \equiv SST) perzisztenciáját vizsgálták az Atlanti-óceán és a Csendes-óceán területén, hajók által mért adatsorokon, a fluktuációanalízis és a detrendált fluktuációanalízis segítségével. Az 1856-2001 közötti időszakra vonatkozó havi, és az 1981-2001 közötti időre vonatkozó heti SST-adatsorokat elemezték, s a korrelációs tulajdonságok tekintetében két tartományt találtak: A kb. 10 hónapos időtartamokig a hőmérsékleti fluktuációk nemstacionáriusnak bizonyultak mindkét óceán esetében, tipikusan a $\delta \approx 1.2$ exponens volt jellemző - bár az Atlanti-óceán északi részén (a 30°N - 50°N földrajzi szélességek közötti tartományban) még ennél is magasabb, $\delta \approx 1.4$ exponens-értékeket figyeltek meg. Az aszimptotikus tartományban ezzel szemben már a $\delta \approx 0.8$ DFA-exponens (azaz az autokorrelációs függvény $\alpha \approx 0.4$ exponense) jellemzi a hosszútávú korrelációkat.

Govindan és mtsai. [14], [15] a legfejlettebb - a jövőbeni felmelegedés mértékének becslésére is használt - globális csatolt atmoszféra-óceán modelleket tesztelték, hogy vajon azok képesek-e az atmoszféra korrelációs viselkedésének reprodukálására. Ezekben a munkákban Govindan és mtsai. a modellek által szolgáltatott, a vizsgált városokhoz legközelebb eső 4-4 rácspont idősorából bilineáris interpolációval kapott adatsorok és a reprezentatív mintának választott 2 ill. 6 város havi középhőmérsékleti adatsorának skálázási tulajdonságait hasonlították össze. A standard fluktuációanalízis és a detrendált fluktuációanalízis (DFA1-DFA5) segítségével is összevetették a modelleket, mind az utóbbi évtizedek hőmérsékleti sorának rekonstrukciója, mind pedig a következő évszázadra vonatkozó előrejelzéseik szempontjából. Arra a megállapításra jutottak, hogy a modellek általában felülbecsülték a múltbéli trendeket, így valószínűsíthető, hogy a jövőbeni változás is kevésbé drasztikus lesz, mint azt a modellek által szolgáltatott előrejelzések mutatják. A valós adatokban kimutatható múltbéli korrelációk rekonstrukálására viszont a modellek többnyire csak a 30 hónaposnál rövidebb időtartamok esetében voltak képesek.

Hosszasan részletezhethetnénk még természetesen az erre vonatkozó irodalmat, azonban mivel jelen dolgozat szempontjából a továbbiak nem bírnak akkora jelentőséggel, mint a fent említett munkák, ezért ezekre itt részletesen nem térünk ki, inkább a kapcsolódási pontoknál említjük meg őket.

3. fejezet

A napi hőmérsékleti fluktuációk sztochasztikus modellje

A klimatológiai kutatások egyik fontos célja az atmoszféra perzisztens tulajdonságainak felderítése és felhasználása az éghajlati anomáliák előrejelzése során. Akár viszonylag kis számú, térben és időben lokalizált szignifikáns időjárási esemény is okozhat jelentős hőmérsékleti vagy csapadék-anomáliát. Ezért a csatolt atmoszféra-óceán rendszerre vonatkozó numerikus modellek megtartják a lehető legfinomabb időbeli és térbeli felosztást, annak ellenére, hogy a cél a hosszútávú globális modellezés (Siedler és mtsai. 2001 [64]).

A numerikus számítások során fokozatosan elért egyre pontosabb fizikai leírás megköveteli a lokális változók - mint pl. a napi átlaghőmérséklet - korrelációs tulajdonságainak megfelelő leírását a néhány napos időtartamoktól az akár több évtizedet is átfogó időskálákig. A teljesítményspektrum-analízis, a Hurst-analízis és a detrendált fluktuációanalízis már feltárták a napi átlaghőmérsékleti adatok aszimptotikus hatványfüggvény szerű viselkedését. Rövid időintervallumokra az erős korrelációk jelenléte jellemzi a hőmérsékleti változások megfelelő leírását nyújtó dinamikát. A klímakutatásokról szóló irodalom szerint többnyire ezt egy alacsonyrendű lineáris autoregresszív folyamatként modellezzik (von Storch és Zwiers 1999 [67]).

Bár a sztochasztikus modellek nem segíthetnek az atmoszférikus folyamatok mögött rejlő fizika megértésében, azonban alkalmasak arra, hogy feltárjanak különböző fontos, jellemző tulajdonságokat, melyek aztán hozzájárulhatnak a fizikai modellek teszteléséhez, és így azok továbbfejlesztéséhez, pontoságának emeléséhez is.

A sztochasztikus formalizmus egyik legfontosabb alkalmazási területe az ún. „sztochasztikus időjárás-generátor” modellek gerjesztésének leírása. Ez a modell-család elsősorban a hidrológiában használatos, pl. egy folyó vízgyűjtő területén lehulló csapadék szimulációjával vizsgálják a vízszint-ingadozások statisztikáját. Ezekben a modellekben bemenő változó egy adott helyen a napi középhőmérséklet, amit a megfelelő statisztika eléréséhez a mért adatsoroknál sokkal hosszabb intervallumokon kell előállítani.

Jelen fejezetben egy egységes, a megfigyelt korrelációs tulajdonságokat mind a rövidebb, mind pedig a hosszabb időtartamokra reprodukáló sztochasztikus modellt mutatunk be. Az alapkoncept az, hogy egy elsőrendű autoregresszív modellt kibővítünk egy hatványfüggvény szerinti korrelációt mutató (színes) zaj felhasználásával. A nemlineáris és erősen aszimmetrikus „atmoszférikus válaszfüggvény” belefoglalása a modellbe pedig hordozza a hőmérsékleti fluktuációk amplitúdó-eloszlásában megfigyelt aszimmetriát. Bemutatjuk továbbá a tárgyalta sztochasztikus hőmérsékleti modell kiterjesztheségét is az erős rövid hatótávú és aszimptotikus hatványfüggvény szerű korrelációt mutató további rendszerekre.

A modell illusztrációjához felhasznált adatok: 16 magyarországi meteorológiai állomás (l. Függelék) 1951. január 1. és 1989. dec. 31. között mért napi középhőmérsékleti időszora. Az egyes mérőállomásokra vonatkozó amplitúdóeloszlást, teljesítményspektrumot és autokorrelációs függvényt Jánosi és Vattay [28] elemezték, lényegében ugyanezekre az adatsorokra.

3.1. Modellezés, autoregresszív folyamatok

A meteorológiai adatsorok erős rövidtávú korrelációit általában alacsonyrendű (első- vagy másodrendű) lineáris autoregresszív folyamatokkal írják le (von Storch és Zwiers 1999 [67]). A legegyszerűbb feltevés, hogy a dinamikát pl. egy elsőrendű, közönséges, lineáris differenciálegyenlet írja le

$$a_1 \cdot \frac{dx(t)}{dt} + a_0 \cdot x(t) = \xi(t) \quad (3.1)$$

ahol $\xi(t)$ egységnyi varianciájú Gauss-zaj, a_0 és a_1 pedig konstansok. A fenti egyenletből az időválasztó standard diszkrétizációja egy elsőrendű autoregresszív folyamatra (AR1) vezet

$$x_i = \alpha_1 \cdot x_{i-1} + \epsilon \cdot \xi_i \quad (3.2)$$

ahol $\alpha_1 = a_1/(a_0 + a_1)$ és $\epsilon = 1/(a_0 + a_1)$. A stacionaritási feltétel megköveteli, hogy $\alpha_1 < 1$ legyen.

Az ilyen, elsőrendű autoregresszív folyamatok egyik fontos sajátossága, hogy autokorrelációs függvényük

$$C_{AR1}(\tau) = \alpha_1^\tau \quad (3.3)$$

szerint cseng le. Az α_1 és ϵ paraméterek meghatározása, egy adott empirikus adathalmaz esetén az illesztés elvégzése egyszerű feladat, a legtöbb statisztikai szoftvercsomag tartalmazza ezt az opciót (pl. Dataplot [78], MacAnova [79]).

A kapott AR1-paraméterek numerikus értékeinek a 16 magyarországi állomás esetében $\alpha_1 = 0.805 \pm 0.010$ és $\epsilon = 2.1 \pm 0.19$ adódik - a hibakorlátok a különböző mérőállomások adatsorainak kiértékelésekor tapasztalható eltérésre, vagyis a mérőállomások szerinti szórásra utalnak.

A 3.1. ábrán (kitöltött négyzetekkel jelölve) bemutatjuk egy mért adatsor (Szombathely, 1951-1989), valamint (keresztekkel jelölve) egy a valódi adatokhoz illesztett α_1 és ϵ AR1-paraméterekkel generált (mesterséges) idősor DFA1-tesztjét.

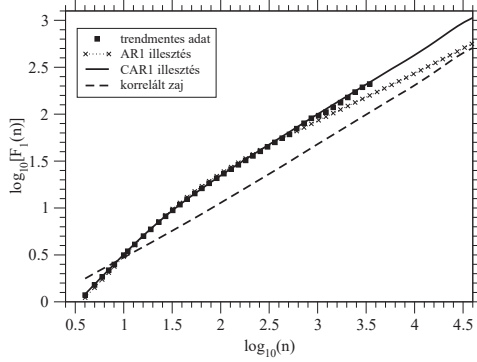
A változó meredekség az AR1-folyamatnak azt a sajátosságát tükrözi, hogy létezik egy rövidtávú memória, aminek a karakterisztikus ideje, ún. dekorrelációs ideje (von Storch és Zwiers 1999 [67])

$$\tau_D = \frac{1 + \alpha_1}{1 - \alpha_1} \quad (3.4)$$

néhány nap - a magyar állomásokra kapott α_1 értékkel számítva $\tau_D \approx 9.3$ nap adódik. Látható, hogy a DFA-meredekség változását már egy ilyen egyszerű folyamat is képes visszaadni, és észrevehető eltérést csak a nagyobb ablakméretek esetében figyelhetünk meg.

A korrelálatlan ξ zaj-tag következményeként egy AR1-folyamat aszimptotikus DFA-meredeksége mindig $1/2$. Az összehasonlítás kedvéért a 3.1. ábrán bemutatunk egy olyan tisztán hatványfüggvénytörően korrelált (ún. színes) zaj esetében kapott DFA1-görbét is (az ábrán szaggatott vonal jelzi), melynek amplitúdó-eloszlása megegyezik a mért adatsoréval. A színes zaj autokorrelációs függvénye:

$$C_{cn}(\tau) = \tau^{2\rho-1} \quad \text{ahol} \quad \rho \in (0, 0.5) \quad (3.5)$$



3.1. ábra. A hőmérsékleti anomáliásor (négyzetek), a (3.2) illesztett AR1-folyamat (keresztek), a (3.11) szerinti színes zaj által vezérelt CAR1-folyamat (folytonos vonal) és az illesztett amplitúdó-eloszlású tisztán hatványfüggvényszerűen korrelált zaj (szaggatott vonal) DFA1-görbéje.

A felhasznált színes zajt a Pang, Yu, és Halpin-Healy [50] által kifejlesztett algoritmus segítségével generáltuk, amely lényegében egy inverz Fourier-transzformációs eljárásan alapul.

Ellenőriztük, hogy a δ DFA1-exponens az autokorrelációs függvény ρ paraméterétől (l. (3.5) egyenlet) úgy függ, ahogy azt Koscielny-Bunde és mtsai. [37], ill. Talkner és Weber [71] megmutatták:

$$\delta_{cn} = \rho + \frac{1}{2} \quad (3.6)$$

Mint az a 3.1. ábrán is jól megfigyelhető, a tiszta színes zaj önmagában erősen alulbecsüli a varianciát minden ablakméretre (a vizsgált tiszta színes zaj amplitúdó-eloszlása megegyezik a mért tapasztalati adatokéval), azonban az aszimptotikus meredekséget jól reprodukálja.

Hu és mtsai. [21] egyik legfontosabb - az előző fejezetben már említett - megállapítása az, hogy a különféle háttértrendek és a - háttértrenddel semmiféle korrelációt nem mutató - különböző korrelációs tulajdonságokkal rendelkező jelsorozatok összegzésével előállított jelek esetében kapott DFA-eredmények teljes mértékben megnagyarázhatóak a variancia-szuperpozíció elvének feltételezésével.

Erre a megállapításra alapozva javasoltuk (Király és Jánosi 2002 [33]) a (3.2) egyenlet szerinti elsőrendű autoregresszív folyamat egy egyszerű kiterjesztését, abból a célból, hogy az így kapott folyamat képes legyen reprodukálni a hőmérsékleti idősorok esetében megfigyelt korrelációs tulajdonságokat.

Tegyük fel, hogy

$$x_i = \alpha'_1 \cdot x_{i-1} + \epsilon \cdot \eta_i \quad (3.7)$$

ahol az η zaj-tag legyen a (3.5) egyenletnek megfelelően hatványfüggvényszerűen korrelált és Gauss-i amplitúdó-eloszlású, azaz

$$P(\eta) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \cdot \exp(-\eta^2/2) \quad (3.8)$$

Egy ilyen színes zaj által vezérelt elsőrendű autoregresszív (first-order Colored noise driven Autoregressive \equiv CAR1-) folyamat esetében azt várjuk, hogy a rövidtávú korrelációkat az autoregresszív rész fogja meghatározni a (3.3) egyenletnek megfelelően, a hosszútávú korrelációs tulajdonságok tekintetében pedig az η zaj-tag korrelációs jellemzői fognak dominálni.

Valóban, mint az a 3.1. ábrán látható (a CAR1-folyamat DFA-görbéjét vastag folytonos vonal jelöli), a mért adatokra kapott DFA-merekségeket minden n ablakméret esetében sikerült reprodukálni.

Ki szeretnénk emelni, hogy a (3.7) egyenletben szereplő η zaj-tag „valódi” hatványfüggvény-szerű autokorrelációt mutat, a minta méretének erejéig. Ez a megközelítés eltér a színes zajok hagyományos modelljétől, mely szerint egy autoregresszív, mozgó átlagot képező (ARMA = autoregressive moving average) folyamat játssza a főszerepet

$$x_n = \sum_{j=1}^M (\alpha_j \cdot x_{n-j}) + \sum_{k=0}^N (\epsilon_k \cdot \xi_k) \quad (3.9)$$

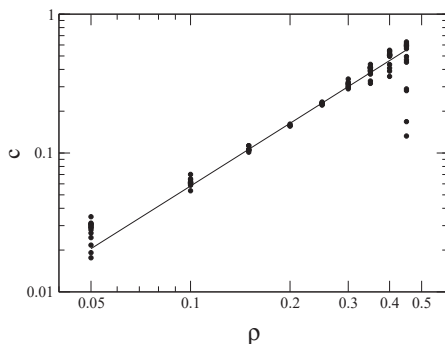
Ez utóbbi esetben a hosszúmemóriájú effektusok jól modellezhetőek, azonban a korrelációk mindig véges tartományra korlátozódnak, tetszőleges N és M értékek esetén (Marple 1987 [42], Percival és Walden 1993 [57]).

Az empirikus adatsorok és a (3.7) egyenlet szerinti CAR1-folyamat illesztésével kapcsolatban szükségesnek mutatkozik hozzáfűzni az előzőekhez néhány megjegyzést:

Magától értetődő, hogy egy $x_i = \eta_i$ jelsorozat (hatványfüggvényyszerűen korrelált zaj) nem reprezentálható autoregresszív folyamatként, semmilyen rendben sem. A standard AR p -fittelő algoritmusok természetesen megadnak bizonyos lineáris paramétereket ezen adatokra is (ugyanígy, ahogy bármilyen adathalmazra lehet egyenest illeszteni a legkisebb négyzetek módszerével). A 3.2. ábrán láthatjuk a $p = 1$ -re kapott eredményeket, azaz az

$$\eta_i = c \cdot \eta_{i-1} + \xi_i \quad (3.10)$$

összefüggés tesztjét.



3.2. ábra. A c látszólagos AR1-egyűtharó (l. (3.10) egy.) értéke a különböző ρ korrelációs exponenssel (l. (3.5) egy.) generált színes zaj-sorozatok esetében, az ábra a különböző kiinduló realizációkra kapott értékeket mutatja. Az egyenes a $c = 2 \cdot \rho^{3/2}$ egyenletnek tesz eleget, nem az adatokra illesztett.

A $\rho = 0$ ill. a $\rho = 0.5$ értékekhez közeli korrelációs exponensekre (l. a (3.5) egyenletet) az AR1-illesztés igen nagy szórást mutat, különböző kiinduló realizációkra nagyon eltérő AR1-paraméterek adódnak. Az empirikus megfigyelés azonban lehetővé teszi a színes zaj látszólagos AR1-együtthatójának becslését.

A variancia-szuperpozíció feltételéből következik, hogy

$$x_i = (\alpha_1 - c) \cdot x_{i-1} + \epsilon \cdot \eta_i \quad (3.11)$$

ahol α_1 és c rendre a mért adatsorra illetve a generált zaj-sorozatra külön-külön illesztett AR1-együtthatók.

Összefoglalva, a modellezési folyamat főbb lépései a következők:

- (1) az α_1 és $c \in \text{AR1-paraméterek}$ meghatározása a mért hőmérsékleti adatsorból,
- (2) az aszimptotikus DFA-merekség megállapítása,
- (3) hatványfüggvényszerűen korrelált zaj-jelsorozat (színes zaj) generálása az imént meghatározott DFA-merekséggel,
- (4) a c látszólagos AR1-együttható megállapítása a zaj-jelsorozatra,
- (5) jelsorozat (adatsor) generálása a (3.11) egyenlet felhasználásával.

A kapott adatsor DFA-görbáját a vastag folytonos vonal mutatja a 3.1. ábrán.

3.2. Atmoszférikus válaszfüggvény

A következőkben megvizsgáljuk, létezik-e összefüggés egy adott napra vonatkozó hőmérsékleti anomália és az azt követő napon mérhető hőmérséklet-változás között. A 3.3. ábrán a 16 magyarországi mérőállomás adatsorára számított görbéket mutatjuk be.

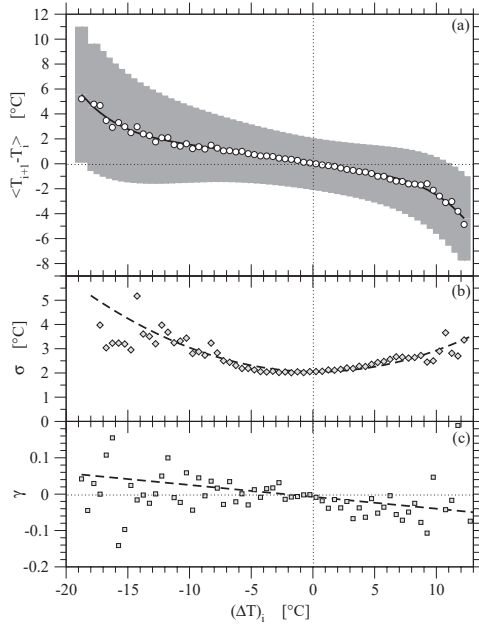
A 3.3. ábrán megfigyelhető kapcsolat a fizikában szokásos egyensúlyi válaszfüggvény tulajdonságait mutatja:

- Minél nagyobb az anomália, annál nagyobb a középhőmérséklet-változás várható értéke (várható értékének abszolút értéke), és előjele alapján a változás valószínű iránya a sokéves átlag-hőmérséklet felé mutat.
- A zérus anomáliaérték közelében a válasz (a hozzá tartozó középhőmérséklet-változás) várható értéke közel nulla.

Az empirikus atmoszférikus válaszfüggvény alakja azt támasztja alá, hogy a sokévi átlaghőmérséklet az atmoszféra alsó rétegeinek egy dinamikailag stabil egyensúlyi állapotához tartozik.

- A várhatóan bekövetkező hőmérsékletváltozás nullává válik az eltűnő anomáliánál és a véges eltérés-értékek előjelei a sokévi átlaghoz való visszatérés irányába mutatnak (l. 3.3.a. ábra)
- A fluktuációk felerősödnek a nagyobb abszolútértékű anomália-értékek esetében mindkét irányban (l. 3.3.b. ábra)
- A valószínűségeloszlás aszimmetriáját jellemző ferdeség (skewness) paraméter az anomália függvényében negatív merekségű, azaz az egyensúly felé mutató fluktuációk valószínűsége nagyobb, mint az ellentétes irányba mutatóké (l. 3.3.c. ábra)

Jól látható, hogy a bemutatott átlagos (magyarországi) atmoszférikus válaszfüggvény aszimmetrikus és erősen nemlineáris. A tapasztalat szerint a legjobb empirikus közelítést az ötödrendű polinom illesztése jelenti, azonban már a harmadrendű közelítés is elfogadható eredményt szolgáltat (Király és János [33]).



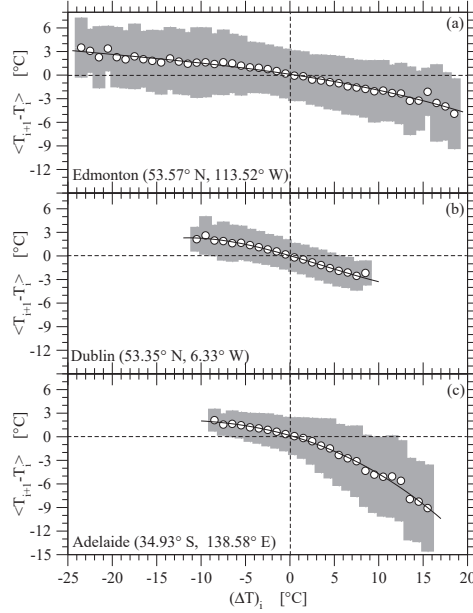
3.3. ábra. Az empirikus atmoszférikus válaszfüggvény a 16 magyarországi állomás hőmérsékleti adatsorára. Az adott napra jellemző ΔT_i hőmérsékleti anomália függvényében ábrázolva (a) a $\langle T_{i+1} - T_i \rangle$ átlagos hőmérsékleti lépés (körök) (A szürke sáv a szórást mutatja, a folytonos vonal pedig a harmadrendű polinomiális illesztést.) (b) a σ szórás (A szaggatott vonal a parabolikus illesztést jelzi.) (c) a γ skewness paraméter.

A 3.4. ábrán három, a Global Daily Climatology Network adatbázisából [80] származó, egymástól igen távol eső mérőállomás adatsorának empirikus atmoszférikus válaszfüggvényét mutatjuk be. Világosan megfigyelhető az ábrán, hogy az atmoszférikus válaszfüggvény közel sem tekinthető univerzálisnak, alakja erősen függ a földrajzi helytől és a lokális klimatikus viszonyoktól (Hevesi és mtsai. 2004 [19]).

Abból a célból, hogy kvantitatíve is összehasonlíthassuk a különböző mérőállomások idősorait, elvégeztük a válaszfüggvény alábbi harmadrendű polinommal való közelítését

$$f(\Delta T_i) \equiv \langle T_{i+1} - T_i \rangle = \sum_{n=1}^3 c_n \cdot (\Delta T_i)^n \quad (3.12)$$

ahol ΔT_i a középhőmérsékleti anomália az i -edik napon, $\langle T_{i+1} - T_i \rangle$ pedig az egymást követő napokon mért középhőmérsékletek különbségének átlagát jelöli. A 3.1 táblázat mutatja néhány mérőállomás esetében a kapott értékeket. (A felhasznált adatok a US National Climatic Data Center által fenntartott Global Daily Climatology Network adatbázisából [80] származnak.)



3.4. ábra. Az empirikus atmoszférikus válaszfüggvény 3 állomásra: (a) Edmonton (Canada) 64 év, (b) Dublin (Ireland) 80 év, és (c) Adelaide (Australia) 112 év hosszúságú napi hőmérsékleti adatsorára. (A szürke sáv a szórást mutatja, a folytonos vonal pedig a harmadrendű polinomiális illesztést.)

Az a tény, hogy minden c_n együttható előjele negatív jelzi, hogy az atmoszféra hőmérsékletét illetően a negatív visszacsatolás jellemző, mely tompítani igyekszik a nagymértékű hőmérsékleti fluktuációkat.

A függvény monotonitása ésszerű fizikai követelmény, így a paraméterteret leszűkíti az alábbi feltétel (Nickalls 1993, [49]):

$$c_2^2 < 3 \cdot c_1 \cdot c_3 \quad (3.13)$$

Megjegyezzük, hogy a 3.4.b. és 3.4.c. ábrán látható Adelaide és Dublin esetében kapott együtthatókra a (3.13) egyenlőtlenség nem áll fenn, ami intuitív módon is látható abból, hogy hiányzik a negatív anomáliák esetében a görbe negatív meredekségű része.

Az adatok elemzése azt mutatta továbbá minden vizsgált állomás esetében, hogy ez a harmadfokú polinom nem szimmetrikus az Origóra. Ha a görbét $y(x) = \sum_{n=1}^3 c_n x^n$ -ként jelöljük, az (x_s, y_s) szimmetriacentrum (az inflexiós pont) koordinátái a

$$x_s = -\frac{c_2}{3 \cdot c_3} \quad y_s = \frac{2 \cdot c_2^3 - 9 \cdot c_1 \cdot c_2 \cdot c_3}{27 \cdot c_3^2} \quad (3.14)$$

összefüggésnek tesznek eleget (Nickalls 1993, [49]).

3.1. táblázat. Az empirikus atmoszférikus válaszfüggvény (3.12) egyenlet szerint illesztett együtthatói, néhány - eltérő klimatikus körülményeket képviselő - állomás esetében.

	$c_1 \times 10$	$c_2 \times 10^3$	$c_3 \times 10^4$
Adelaide (AUS)	-3.215	-15.143	-1.488
Bamberg (D)	-1.964	-9.029	-3.589
Basel (CH)	-1.495	-7.837	-6.298
Budapest (H)	-1.242	-7.593	-7.965
Darwin (AUS)	-2.924	-18.371	-9.436
De Bilt (NL)	-1.988	-5.699	-2.540
Dublin (IRL)	-3.048	-5.270	-0.000
Edmonton (CAN)	-1.677	-3.041	-0.490
Hamburg (D)	-1.961	-4.981	-2.294
Kremsmünster (A)	-1.384	-7.799	-7.420
La Estanzuela (URY)	-2.993	-6.054	-0.695
Lethbridge (CAN)	-1.955	-3.555	-0.623
Lugano (CH)	-2.554	-9.517	-2.524
Melbourne (AUS)	-3.569	-13.274	-11.606
Oslo (NOR)	-1.969	-4.020	-1.377
Paris (F)	-1.644	-7.956	-5.223
Potsdam (D)	-1.669	-7.418	-4.118
Säntis (CH)	-1.675	-0.615	-3.039
Sydney (AUS)	-3.807	-30.069	-16.989
Ullungdo (KOR)	-2.685	-10.394	-12.817
Zürich (CH)	-1.591	-7.506	-7.037
Willis Island (AUS)	-1.982	-27.334	-160.87

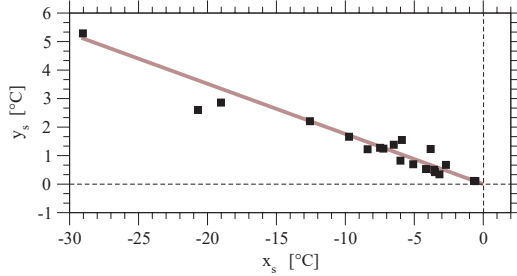
Érdemes megfigyelni (l. 3.5. ábra), hogy a szimmetriacentrum eltolódásai a különböző állomásokra közelítőleg egy egyenes mentén rendeződnek. A legnagyobb negatív (x_s, y_s) eltolódást mutató három állomás La Estanzuela (Uruguay), Lethbridge (Canada), és Edmonton (Canada), a legszimmetrikusabb görbék pedig Willis Island (Australia) és Säntis (Switzerland) adatsorához tartoznak. Mivel ezek az állomások igen eltérő klimatikus viszonyokat reprezentálnak (a magashegyi éghajlattól a csendes-óceáni trópusi éghajlatig), egyszerű magyarázatot nem sikerült találnunk.

Megjegyezzük még, hogy az atmoszférikus válaszfüggvény (l. a 3.3. és 3.4. a-c ábrákat) a zérus anomália környékén egy negatív meredekségű egyenessel is közelíthető. Ez a kép konzisztens a hőmérsékleti anomáliásor fluktuációinak elsőrendű autoregresszív modelljével (von Storch és Zwiers 1999 [67], Király és János 2002 [33]), amelyben a sztochasztikus folyamatot a

$$(\Delta T)_{i+1} = a \cdot (\Delta T)_i + \xi_i \quad (3.15)$$

egyenlet definiálja.

A numerikus tesztek megerősítették, hogy az $a \approx (1 + c_1)$ összefüggés minden esetben teljesül (ne feledjük, c_1 negatív), a numerikus pontatlanságok pedig főként annak tulajdoníthatóak, hogy nemlineáris görbéhez egyenest illesztettünk.



3.5. ábra. Az (x_s, y_s) szimmetriacentrum (l. (3.14) egyenlet) helyzete a 3.1 táblázatban szereplő állomásokra.

3.3. Kiterjesztett autoregresszív modell

A CAR1-modell további pontosítása érhető el az atmoszférikus válaszfüggvénynek a modellbe foglalásával. Ehhez tekintjük az atmoszférikus válaszfüggvény egy fokkal jobb empirikus illesztését, ötödfokú polinommal (l. 3.6. ábra).

A magyarországi adatokra a $\langle T_{i+1} - T_i \rangle$ várhatóan bekövetkező hőmérsékletváltozás egyúttal hatóinak numerikus értékére $b_1 = -0.1898$, $b_2 = -0.0021413$, $b_3 = 0.0003148$, $b_4 = -3.2005e - 05$, és $b_5 = -4.3807e - 06$ adódik, ahol

$$f(\Delta T_i) = b_1 \cdot \Delta T + b_2 \cdot (\Delta T)^2 + b_3 \cdot (\Delta T)^3 + b_4 \cdot (\Delta T)^4 + b_5 \cdot (\Delta T)^5 \quad (3.16)$$

A $\sigma(\Delta T)$ szórásra pedig egy kvadratikus függvényt illesztve, a magyarországi adatok esetében

$$\sigma(\Delta T) = 2.049 - 0.0058 \cdot \Delta T + 0.0094 \cdot (\Delta T)^2 \quad (3.17)$$

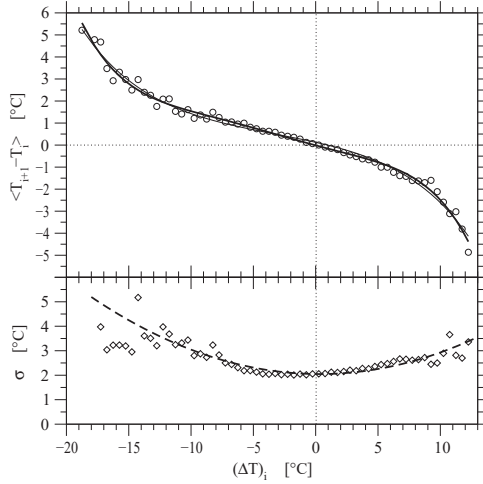
Ezen válaszfüggvény segítségével a (3.11) egyenlet által megadott CAR1-folyamat szerinti közelítés tovább finomítható:

$$\Delta T_{i+1} = [f(\Delta T_i) - c] \cdot \Delta T_i + \sigma(\Delta T_i) \cdot \eta_i \quad (3.18)$$

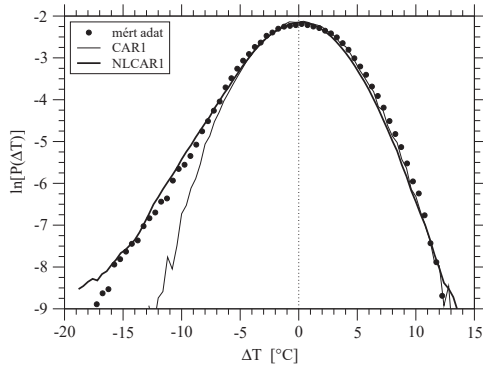
ahol az $f(\Delta T_i)$ és $\sigma(\Delta T_i)$ függvények alakját a 3.6. ábrán bemutatott illesztés segítségével határozhatjuk meg.

Az $f(\Delta T_i)$ függvényt az Origo körül lineárisan közelítve, azaz az $f(\Delta T_i) = -(1 - \alpha_1)$ közelítést és a $\sigma(\Delta T_i) = \epsilon$ = konstans közelítést felhasználva a (3.11) egyenlet szerinti lineáris folyamatot kapjuk vissza.

A (3.18) egyenlet szerinti korrelált zajtaggal vezérelt elsőrendű nemlineáris autoregresszív (first-order NonLinear Colored noise driven AutoRegressive \equiv) NLCAR1-folyamat alapján kapott DFA1-görbe nem mutat eltérést a (3.11) egyenlet alapján nyert DFA1-görbétől. Azonban - mint azt a 3.7. ábra is mutatja -, az NLCAR1-folyamat sokkal jobban reprodukálja a hőmérsékleti fluktuációk empirikus valószínűségeloszlását.



3.6. ábra. Az empirikus atmoszférikus válaszfüggvény a 16 vizsgált magyarországi állomás adatain: az $f(\Delta T_i) \equiv \langle T_{i+1} - T_i \rangle$ átlagos hőmérsékleti lépés (felül), valamint annak $\sigma(\Delta T_i)$ szórása (alul) a ΔT_i hőmérsékleti anomália függvényében. Az átlagos hőmérsékleti lépés harmadrendű (vékony vonal) és ötödrendű (vastag vonal) közelítése, a szórás másodrendű illesztése.

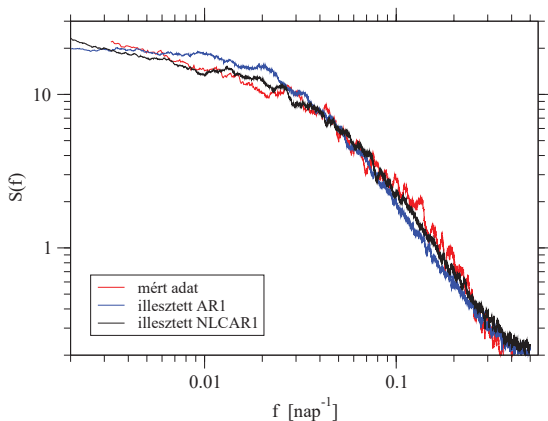


3.7. ábra. A napi hőmérsékleti fluktuációk valószínűségeloszlása a 16 magyarországi állomás mért adatain alapján számítva (körök), a (3.11) egyenlet szerinti illesztett CAR1-folyamat (vékony vonal), valamint a (3.18) egyenlet alapján generált NLCAR1-folyamat (vastag vonal).

3.4. A modellek összehasonlítása

Megvizsgáltuk mindkét alapvető reprezentáció (az AR1 és az NLCAR1) reprodukciós tulajdonságait a hagyományos teljesítményspektrum ill. az autokorrelációs módszer segítségével.

A teljesítményspektrumok közötti eltérés nem túlságosan nagy, mindkét spektrum jól reprodukálja a mért adatok esetében tapasztalt fokozatosan növekvő mértékű negatív meredekséget (3.8. ábra). Mindazonáltal az AR1-folyamat spektruma törvényszerűen kismul, ellapul az alacsony frekvenciák tartományában, míg az NLCAR1 - a (3.18) egyenlet szerinti hatványfüggvényyszerűen korrelált zajjal vezérelt nemlineáris folyamat - sokkal jobb közelítést szolgáltat ebben a frekvenciatartományban.

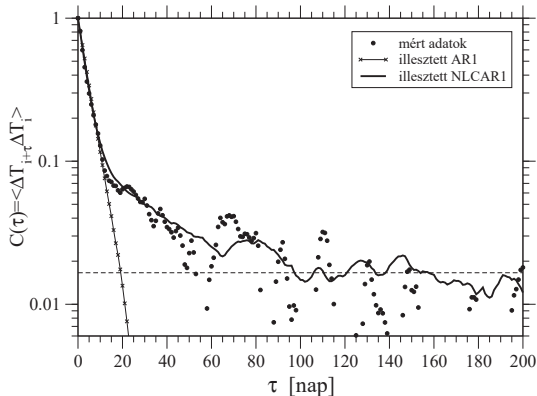


3.8. ábra. A Békéscsabán mért adatsor, a (3.2) egyenlet szerinti illesztett AR1-folyamat, valamint a (3.18) egyenlet szerinti illesztett NLCAR1-folyamat teljesítményspektruma.

Az autokorrelációs függvények közötti különbség viszont már sokkal szembetűnőbb (3.9. ábra). Míg az AR1-folyamat autokorrelációs függvénye jól fittelhető a (3.3) egyenlet szerint, az NLCAR1-modell viszont reprodukálja az autokorrelációs függvény valós adatokra tapasztalt lassú lecsengését, egészen a kb. 5 hónapos időtartamokig (a további összehasonlítás nem lehetséges a mért adatok erős zajszintje miatt).

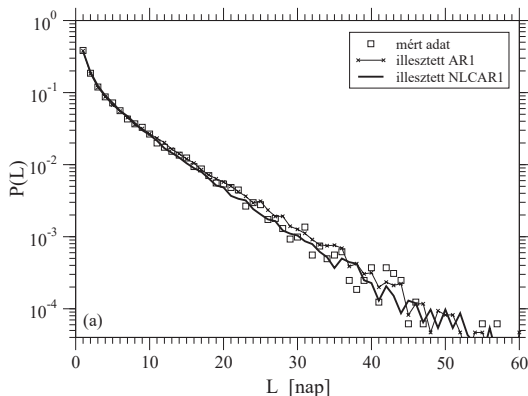
A napi hőmérsékleti fluktuációk esetében a legegyszerűbb AR1-folyamat is igen jól reprodukálja a DFA 1-görbét (3.1. ábra), a teljesítményspektrumot (3.8. ábra), sőt - a néhány napos időintervallumokra - még az autokorrelációs függvényt is (3.9. ábra). Mindemellett azonban nyilvánvaló, hogy több fontos probléma - mint pl. az éghajlatváltozással kapcsolatos kérdések -, sokkal hosszabb időskálákat foglal magában, mint a néhány napos vagy hónapos időszakok.

Govindan és mtsai. [14], [15] megmutatták, hogy a legfejlettebb globális csatolt atmoszféracéan (cirkulációs) modellek - melyeket a jövőbeni felmelegedés mértékének becslésére használnak - sem képesek reprodukálni a 2 ill. 6 kiválasztott, viszonylag hosszú időtartamot átfogó havi átlaghőmérsékleti idősor korrelációs tulajdonságait, annak ellenére, hogy a vizsgált időszak is közel azonos volt.



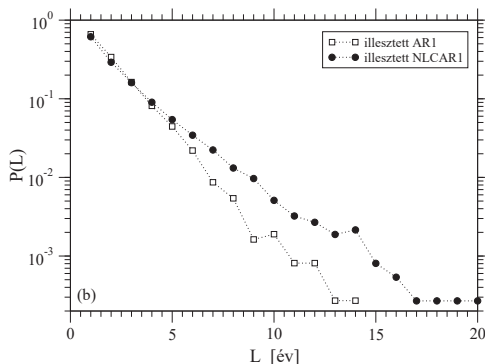
3.9. ábra. A Békéscsabán mért adatsor autokorrelációs függvénye, a (3.2) egyenlet szerinti illesztett AR1-folyamat, valamint a (3.18) egyenlet szerinti illesztett NLCAR1-folyamat autokorrelációs függvénye. A szaggatott vonal a 95%-os konfidencia-határt jelzi a mért adatokra.

A fluktuáló jelsorozatok további vizsgálata, reprezentációjának továbbfejlesztése segítségünkre lehet a korlátozott hosszúságú, méréseken alapuló jelsorozatok alapján direkt módon nem megállapítható tulajdonságok feltárásában is. Példaként kiszámítottuk az ún. visszatérési időtartam eloszlását (von Storch és Zwiers 1999 [67]) mind a mért, mind pedig a generált adatsorok esetében (3.10. és 3.11. ábra).



3.10. ábra. A napi hőmérsékleti anomáliák normált $P(L)$ visszatérési idő eloszlása, mind a mért adatokra, mind pedig az AR1- és az NLCAR1-modell alkalmazásával kapott idősorozokra.

A $P(L)$ visszatérési idő eloszlás annak a valószínűségét adja meg, hogy a vizsgált hőmérsékleti anomáliásorban az egymást követő értékek előjele éppen L időtartamig marad azonos (vagy pozitív, vagy negatív). A két egymást követő, egymástól L időegységre bekövetkező előjelváltási esemény között a hőmérséklet folyamatosan a sokéves átlag alatt ill. felett marad, így ezen események gyakorisága bizonyos szempontból a perzisztencia mértékének is tekinthető. A kapott eredményt a 3.10. ábra mutatja. A napi hőmérsékleti anomáliák visszatérési idő eloszlását tekintve nincs lényeges különbség az AR1- és az NLCAR1-modell között (l. 3.10. ábra), mivel a rövidtávú korrelációk szempontjából a folyamat autoregresszív része dominál. Jól látható különbség csak a hosszabb időskálákon mutatkozik. A 3.11. ábra a - két különféle szimulációval kapott - éves átlaghőmérsékletek sokévi átlagtól való eltéréseinek visszatérési idő eloszlását mutatja (a tapasztalati adatsorok túlságosan rövidek egy ilyen statisztika elkészítéséhez). A hatványfüggvényszerűen korrelált zajjal vezérelt NLCAR1-modell a sokévi átlagtól való hosszabb, több éven át tartó azonos előjelű eltérések esetében határozottan nagyobb valószínűséget jelez.



3.11. ábra. A hőmérsékleti anomáliák normált $P(L)$ visszatérési idő eloszlása, L -et ezúttal években mérve.

3.5. Egy hidrológiai alkalmazás

Az előző szakaszban vázolt modellezési eljárás alkalmazható tetszőleges, rövidtávon erős korrelációt, majd hosszabb távon aszimptotikus skálázást mutató folyamatok esetében. Az ilyen folyamatok egyik, a szakirodalomban különösen részletesen tárgyalt példája a hidrológiai megfigyelések esete (Bras és Rodriguez-Itube 1985 [5], Schertzer és Lovejoy 1991 [62]).

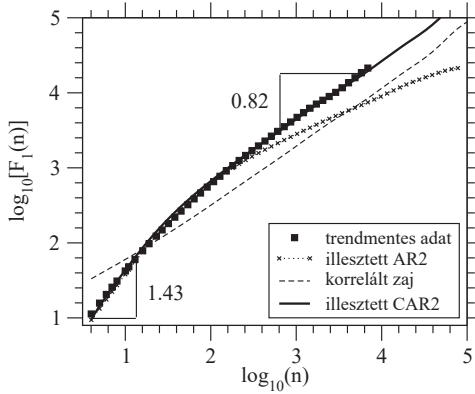
Valójában az aszimptotikus hatványfüggvényszerű korrelációk első szisztematikus elemzését Hurst és mtsai. 1965-ben megjelent [23] könyvében találhatjuk. A modellezésnek és előrejelzésnek igen kifinomult eszközei vannak a hidrológiában, mindazonáltal az alacsonyrendű autoregresszív reprezentációk használata - legalább, mint kiindulópont - közös a modellekben (Bras és Rodriguez-Itube 1985 [5]).

Megismételtük a fentiekben hőmérsékleti adatsorokra bemutatott eljárást a Duna Nagymarosnál mért napi vízállási adatsorára is (1901. január 1-től 1987. december 31-ig, a szőkónapokat elhagyva, összesen 31755 adat, az adatsor részletes vizsgálatát l. János és Gallas 1999 [26]).

A vizsgált fizikai mennyiség a napi vízszint-anomália, Δh_i [cm], azaz az aktuális vízszintnek az adott naptári napra vonatkozó sokéves átlagos vízszinttől való eltérése, cm-ben mérve.

A legegyszerűbb AR1-modell csak gyenge konvergenciát mutat, azonban a következő rendbeli közelítés, az AR2-modell már megfelelően reprodukálja a korrelációs viselkedést, egészen az 5-6 hónapos időintervallumok erejéig (l. a kereszteket a 3.12. ábrán).

A hidrológiai adatsorok esetében azonban a mért adatokra (l. a kitöltött négyzeteket a 3.12. ábrán), illetve az AR2-modell adatsorára számított DFA1-görbék aszimptotikus meredeksége közötti eltérés sokkal nagyobb, mint amelyet a hőmérsékleti sorokra (és azok AR1-modelljére) tapasztalhattunk.



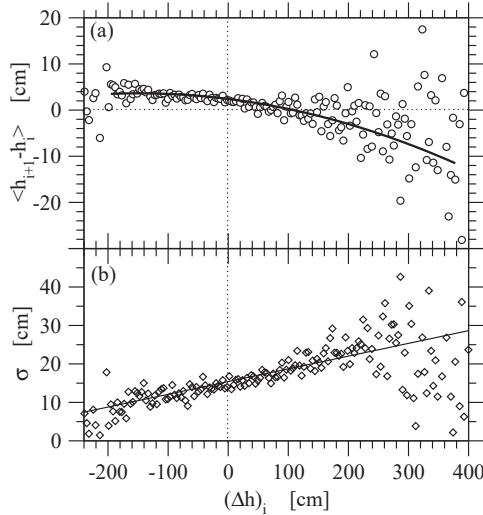
3.12. ábra. A napi vízszint-anomáliák - Δh_i -k - DFA1-görbéi a Duna Nagymarosnál mért vízállás adataira, az AR2-illesztéssel kapott adatsorra, egy tisztán hatványfüggvényszerűen korrelált zajra, valamint a (3.19) egyenlet szerinti CAR2-illesztésre. A jellemző meredekségeket az ábrán jelöltük.

Az η_i tisztán hatványfüggvényszerűen korrelált folyamat (színes zaj) $\rho = 0.32$ mellett reprodukálja a kívánt aszimptotikus meredekséget, azonban cserbenhagy bennünket a rövidebb időtartamoknál (l. a szaggatott vonalat a 3.12. ábrán). A Gauss-eloszlású zajjal hajtott AR2-modell

$$\Delta h_i = \beta_1 \cdot \Delta h_{i-1} + \beta_2 \cdot \Delta h_{i-2} + \gamma \cdot \eta_i \quad (3.19)$$

viszont már jó közelítést ad (folytonos vonal a 3.12. ábrán). Az illesztés során Nagymaros adatsorára a $\beta_1 = 1.547$, $\beta_2 = -0.606$, és $\gamma = 15.4$ numerikus értékeket kapjuk.

A 3.13. ábrán bemutatjuk a vízállásadatokra számított válaszfüggvény átlagértékét és szórást. Látható, hogy a Duna válaszfüggvényének alakja jelentősen eltér a hőmérsékleti adatokra számított atmoszférikus válaszfüggvény alakjától. A vízállás-változás várható értéke, $\langle h_{i+1} - h_i \rangle$, a negatív anomáliák esetén független a gerjesztéstől (a Δh_i vízállás-anomáliától). A zérus anomália esetén is a válasz egy konstans, nem-nulla értéket vesz fel. A szórás pedig inkább egy egyenessel közelíthető, mint kvadratikussal. Így a hidrológiai válaszfüggvénytől nem várható, hogy érdemben hozzá tudna járulni a modell pontosságának növeléséhez.



3.13. ábra. A Duna válaszfüggvénye a Nagymarosnál mért napi vízállass adatok alapján.

Mivel ezt a példát itt csupán a módszer további alkalmazhatóságának illusztrálásaként mutattuk be, a további részleteket nem tárgyaljuk.

Végezetül megjegyezzük, hogy a (3.7) és a (3.19) egyenlet szerinti lineáris közelítések csupán a modellezés első lépései. Jól reprodukálják a DFA-módszer, a Hurst-exponens, a spektrálanalízis és az autokorrelációs függvény által feltárt lineáris korrelációkat. A 3.6. ábrán bemutatott atmoszférikus válaszfüggvény azonban világosan jelzi, hogy a rendszer erősen nemlineáris, így a finomabb részletek - mint pl. az amplitúdó-eloszlás erős aszimmetriájának - reprodukciója megköveteli a nemlineáris tulajdonságok belefoglalását is a modellbe - pl. úgy, mint ahogy azt a (3.18) egyenlet mutatja.

Összefoglalva, a sztochasztikus modellezés terén legfontosabb eredményünk egy olyan egységes modell, mely visszaadja a napi középhőmérsékleti adatsorok korrelációs tulajdonságait, a néhány naptól egészen az akár egy évtizedig tartó időskálákon. Az autoregresszív folyamaton alapuló modelleknek igen sok változata ismert (von Storch és Zwiers 1999 [67]), azonban ismereteink szerint ez az első hatványfüggvény szerűen korrelált zajtagot is tartalmazó változat.

4. fejezet

Korrelációs tulajdonságok napi hőmérsékleti adatokban

Az ebben a fejezetben leírt vizsgálatok fő motivációja egy Koscielný-Bunde és mtsai. által 1998-ban közölt cikk, melynek címe: „Indication of a universal persistence law governing atmospheric variability.” Ebben a munkában 14 olyan meteorológiai állomás napi maximumhőmérsékleti adatait elemezték, melyek földrajzilag egymástól igen távol, eltérő klimatikus övezetekben találhatók. Ezért fogalmazták meg a meglehetősen merész hipotézist, hogy a hőmérsékleti fluktuációk korrelációs tulajdonságai az egész Földön univerzálisak.

Az ezen tanulmányt röviddel követő közleményekben számos kérdőjel merült fel az univerzális koncepciójával kapcsolatban. Weber és Talkner [77] a vizsgált mérőállomás tengerszintfeletti magasságától függő különbségeket találtak. Eichner és mtsai. [10] a 0,55-0,9 értékek közötti tartományba eső - a kontinentális állomások esetében 0,65 körül erősen centrált, a szigetek esetében pedig szisztematikusan magasabb - korrelációs exponenseket észleltek. Az utóbbi - a szigetekre vonatkozó - észrevételt alátámasztja Monetti és mtsai. [46] tanulmánya is, melyben a tenger felszíni hőmérsékletének a levegőben a földfelszín felett mért hőmérsékleti értékeknél jóval erősebb perzisztenciáját figyelték meg.

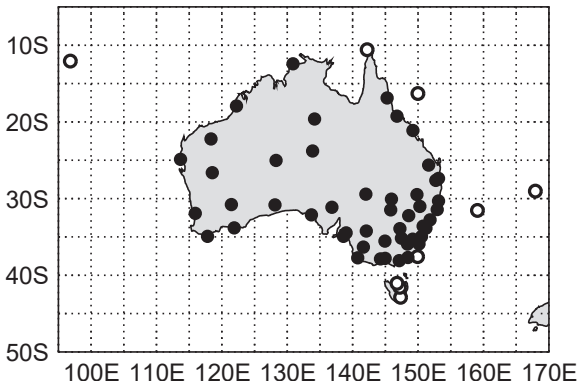
A vitához való hozzájárulásként elvégeztük (Király és Jánosi [34]) az ausztrál kontinens területéről 48 db és a környező szigetvilágból 13 db meteorológiai állomás napi (minimum-, maximum- és közép-) hőmérsékleti adatainak, valamint 18 db magyarországi mérőállomás napi középhőmérsékleti idősorának szisztematikus DFA-analízisét.

Az ebben a fejezetben bemutatott részletes analízis minden esetben az egyes állomások adatainak megtekintésével történt, abban a reményben, hogy az ennek során szerzett tapasztalatokat majd hasznosítjuk egy globális, az egész világra kiterjedő adatbázis automatikus kiértékeléséhez. (A Global Daily Climatology Network [80] adatainak automatizált vizsgálatát a következő fejezetben mutatjuk be.)

4.1. Felhasznált adatok

Analízisünk egy Ausztráliára vonatkozó jó minőségű, napi hőmérsékleti adatokat tartalmazó adatbázison alapul (Torok és Nicholls 1996 [72], Trewin és Trewitt 1996 [74]). Ugyanezt az adatbázist használta több tanulmány is, melyek kimutatták pl. a jelenlegi klimatikus trend okozta terméshozam-növekedést (Nicholls 1997 [48]), a maximum és minimum hőmérsékleti trendek változását a Földön (Easterling és mtsai. 1997 [9]), az ausztráliai földfelszíni hőmérséklet változékonyságát (Jones 1999 [29]), az extrém napi csapadék és napi hőmérsékleti trendeket délkelet-Ázsiában (Manton és mtsai. 2001 [41]), a földfelszín növényvel fedettségé változásának hatását Ausztrália felszín-közei klímájára (Narisma és Pitman 2003 [47]).

A rendelkezésre álló 107 állomás adatai közül 61 állomás adatait választottuk ki az adatsor minősége, teljessége alapján, valamint azon szempont figyelembevételével, hogy a lehető legjobb területi lefedettséget érjük el. Az ausztrál kontinens területéről 48 db és a környező szigetvilágból 13 db meteorológiai állomás napi (minimum, maximum és közép-) hőmérsékleti adatait elemeztük. A vizsgált állomások pontos földrajzi adatait a Függelék tartalmazza, a városok elhelyezkedését (az 50°S szélességi körig) a 4.1. ábra, az ausztrál fennhatóság alá tartozó, folyamatosan működő antarktizi kutatóbázisokat pedig a 4.2. ábra¹ mutatja.



4.1. ábra. A vizsgált ausztrál állomások földrajzi elhelyezkedése, az 50°S szélességi körtől délre elhelyezkedő állomások nélkül. (A kontinentális állomásokat kitöltött körök, a szigeteken fekvőket pedig üres körök jelölik.)

A felhasznált adatok nem azonos időszakokra vonatkoznak, a vizsgált időtartamokra és az adatsorok minőségére vonatkozó paramétereket a Függelékben foglaltuk össze. Általánosságban elmondható, hogy a vizsgált adatsorok átlagos hossza 45 év volt, a legrövidebb időszak 19 évet (több, mint 7000 napot), a leghosszabbak (nevezetesen: Adelaide, Melbourne, Sydney) közel 120 évet fogtak át. Mint a táblázatokból is látható, a hiányzó adatok aránya sehol sem haladta meg az 1.2%-ot. Ezen napok esetében a hiányt a környező napok adatai és a hőmérséklet adott állomásra jellemző éves menete (a többi év figyelembevételével az adott naptári napra számított átlaghőmérséklet) alapján becsléssel határoztuk meg.

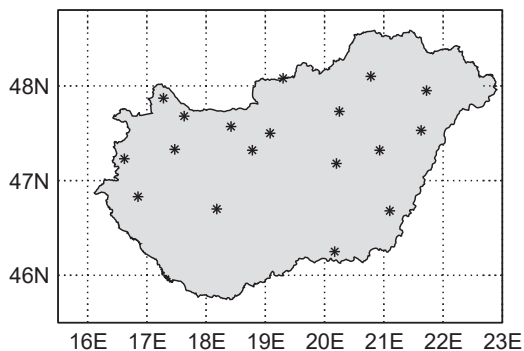
Összehasonlításképpen kiértékeltek 18 magyarországi meteorológiai mérőállomás 1951. január 1. és 1989. december 31. között mért napi középhőmérsékleti adatsorát is. Az állomások elhelyezkedését l. a 4.3. ábrán, a földrajzi adatokat pedig a Függelékben. A hiányzó adatok pótlása a magyar középhőmérsékleti sorok esetében is az ausztrál adatsoroknál követett módon történt.

Ezen magyarországi mérő állomások hőmérsékleti sorának amplitúdó-eloszlását, teljesítményspektrumát és autokorrelációs függvényét már Jánosí és Vattay [28] elemezték, az aszimptotikus skálázást és a sztochasztikus modellezést pedig Király és Jánosí [33] - részletesen l. a 3. fejezetben.

¹Forrás: <http://www-aadc.aad.gov.au/gis/maps/antarctica.asp>



4.2. ábra. A folyamatosan (az év minden szakában) működő ausztrál fennhatóság alá tartozó antarktiszi kutatóbázisok.



4.3. ábra. A vizsgált magyarországi állomások földrajzi elhelyezkedése.

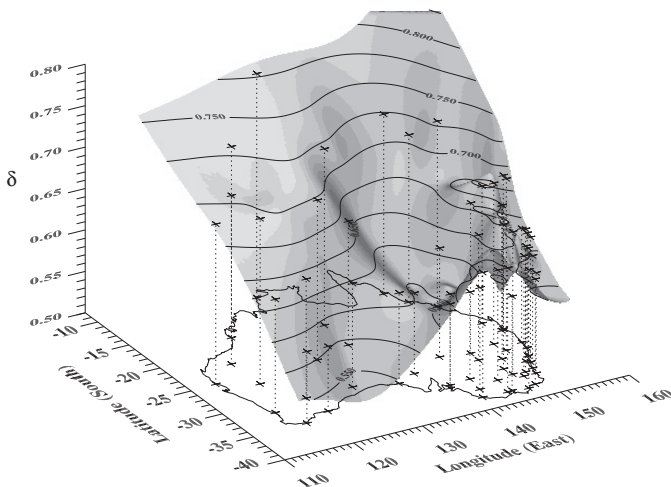
4.2. DFA-exponens (korrelációs exponens)

Az előző szakaszban bemutatott 61 ausztrál állomás napi maximum-, minimum- és középhőmérsékleti sorának, valamint a 18 magyar mérőállomás napi középhőmérsékleti adatsorának kiértékelése után az alábbi eredményekre jutottunk.

Aszimptotikus hosszútávú korrelációt találtunk minden állomásnál a 30-1800 nap hosszúságú időtartamokra, a leghosszabb adatsorok esetében a hatványfüggvényszerű viselkedésnek megfelelő illesztési tartomány akár a 10 évet is elérte.

Az irodalomban fellelhető korábbi megállapításokkal ellentétben - Koscielny-Bunde és mtsai. [37], Govindan és mtsai. [15] univerzális DFA-exponens létezését vélelmezik -, a vizsgált állomás földrajzi elhelyezkedésétől függő DFA-exponens értékeket figyeltünk meg.

A 4.4. ábra mutatja, milyen viszonyban van a δ korrelációs exponens értéke a megfigyelő állomás földrajzi elhelyezkedésével az ausztrál állomások esetében. Az ábrán a 48 kontinentális állomás napi középhőmérsékleti anomália-sorára kapott DFA-exponenseket láthatjuk - a napi minimum- és maximumhőmérsékletek viselkedése gyakorlatilag nagyon hasonló. (Erre a kérdésre a 4.4. szakaszban még visszatérünk.)



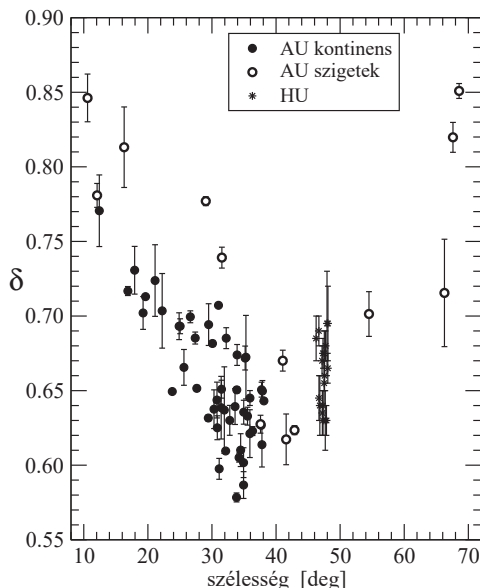
4.4. ábra. A napi középhőmérsékleti anomáliásokra kapott δ DFA-exponens értéke az ausztráliai kontinentális állomásokra, a földrajzi hely függvényében. A korrelációs exponensek meghatározásakor (az egyes állomások DFA-görbéinek némileg különböző szakaszaira történő egyenes-illesztések során) kapott hibakorlátokat a 4.5. ábrán tüntettük fel.

Két érdekes jelenséget is megfigyelhetünk a 4.4. ábrán:

- Az ausztrál kontinens felett általános tendencia az exponensek csökkenése a földrajzi szélesség csökkenésével (azaz az Egyenlítőtől való távolság növekedtével). Ez a megállapítás jó egyezésben van a Tsonis és mtsai. [75] által az északi félgömbön az 500hPa-os magasság anomáliáira megfigyelttel - mely azt jelzi, hogy a kulcsfontosságú paraméter az Egyenlítőtől való távolság. Bár, mint a 5. fejezetben látni fogjuk, globálisan ez a állítás nem tűnik érvényesnek.

- Az exponensek értékében megfigyelhető egy „dombocska” a kontinens délkeleti része felett, mely helyzetét tekintve jól korrelál a magashegységek (Ausztrál Alpok) földrajzi elhelyezkedésével. Nem akarjuk túlhangsúlyozni ennek a megállapításnak a jelentőségét, azonban Weber és Talkner [77] szintén magasabb exponens értékeket találtak a hegyi meteorológiai mérőállomások esetében.

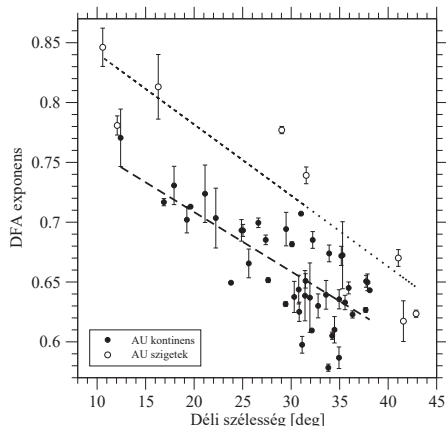
A DFA-exponensek földrajzi szélességgel való csökkenő tendenciája az ausztrál kontinens fölött jól látható a 4.5. ábrán is, ahol a 48 ausztrál kontinentális állomás, a 13 ausztrál tengermelléki állomás, és a 18 magyarországi mérőállomás adatsorának δ exponensét ábrázoltuk a földrajzi szélesség függvényében. A hibakorlátokat a DFA-görbék skálázási tartományának különböző résztartományaira való illesztésekkel nyertük.



4.5. ábra. A napi középhőmérsékleti anomáliák δ DFA-exponense a földrajzi szélesség abszolút értékének függvényében. (Az ausztrál kontinentális állomásokat kitöltött körök, a szigeteken fekvőket üres körök, a magyar állomásokat pedig csillagok jelzik.)

A magyar adatokkal való összehasonlítás jelzi az univerzalizálás hiányának egy másik kifejeződését is: a földrajzi szélesség nem meghatározó jelentőségű paraméter a Kárpát-medence területén.

Természetesen nem várható az északi és a déli félgömb teljes szimmetriája, továbbá az éghajlati különbségeknek is tükröződniük kellene a korrelációs exponensek különbözőségében. Mint ahogy pl. a tengermelléki állomások esetében Weber és Talkner [77], valamint Monetti és mtsai. [46] már beszámoltak a szigeteken fekvő állomások hőmérsékleti sorainál és a tengerfelszíni hőmérséklet adatsorainál mérhető szisztematikusan magasabb korrelációról. Ez a megfigyelés egyezésben van a 4.6 és a 4.7. ábrán bemutatott eredményekkel is.



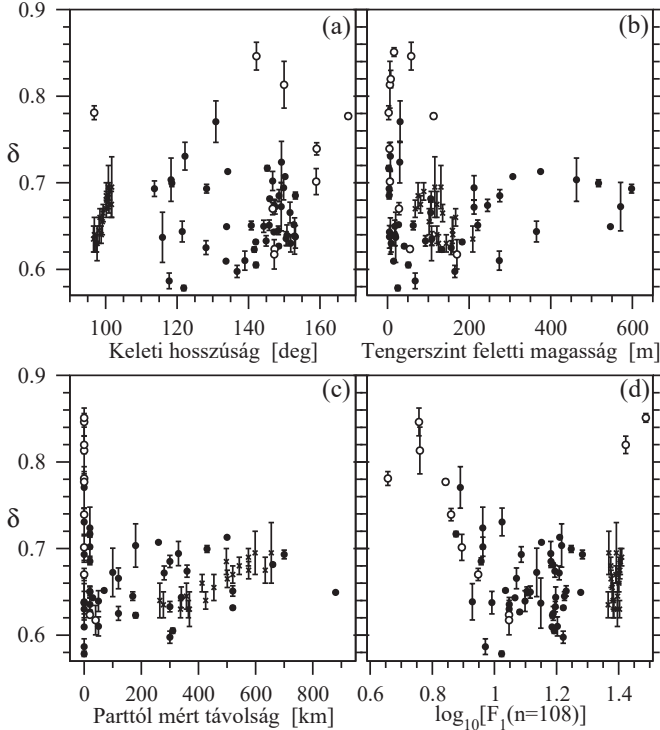
4.6. ábra. Az ausztrál kontinentális ill. szigeteken fekvő állomások DFA-exponensei a földrajzi szélesség függvényében. A pontozott vonal a szigetek, a szaggatott pedig a kontinentális állomások exponenseire illesztett egyenest jelöli.

Érdekes jelenség, hogy a szigetekre is fennáll a csökkenő trend egészen az 50°S szélességi körig. Az 50°S fölötti szélességekről rendelkezésre álló adatsorok kis száma azonban nem ad lehetőséget annak megállapítására, hogy vajon ez a trend megfordul-e, vagy pedig amit láthatunk csupán helyi anomália. Ez a 4 állomás - növekvő földrajzi szélesség szerinti sorrendben: Macquarie Island, Casey, Mawson, Davis (l. 4.2. ábra) - már lényegében az antarktiszi éghajlathoz tartozik.

Figyelemre méltó, hogy legfontosabb megfigyelésünk (miszerint az Egyenlítőtől mért távolság növekedésével a korrelációs exponens csökken) nem látható a Frædriich és Blender [12] által közölt térképen - azonban ez akár annak is lehet a következménye, hogy ők Auszália fölött sokkal kisebb térbeli felbontást tekintettek. (Erre az utolsó fejezetben még visszatérünk.)

Abból a célból, hogy esetleges további, meghatározó jelentőségű összefüggéseket találjunk, megvizsgáltuk a δ korrelációs exponens értékeit néhány további földrajzi paraméter függvényében is (4.7. ábra).

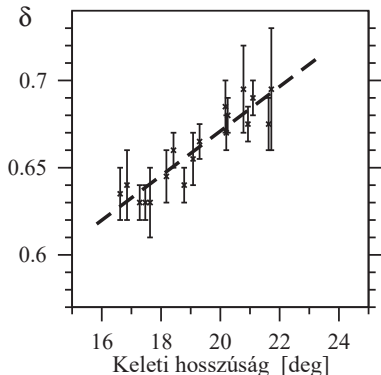
A magyar városok exponenseinek értéke (csillagok a 4.7. ábrán) azt mutatja, hogy δ értéke legerősebben a földrajzi hosszúsággal korrelál ebben a régióban (4.8. ábra). Sajnos azonban a nagyon szűk területi lefedettség (a földrajzi hosszúság 16°E és 22°E , a földrajzi szélesség pedig 46°N és 48°N közötti), és a rendelkezésünkre álló adatsorok csekély száma nem ad lehetőséget egyértelmű következtetésre. Az említett sajátosság tükröződik a 4.7.c. ábrán is, azonban ez kézenfekvő következménye a földrajzi elhelyezkedésnek: bármit választunk referencia-pontnak (Földközi-tenger vagy Atlanti-óceán) a parttól mért távolság növekszik a földrajzi hosszúság növekedésével (l. A.1. táblázat). Mint később (l. 5. fejezet) meg fogjuk mutatni, nagyobb területen a DFA-exponens és a földrajzi hosszúság közötti korreláció már nem lesz ennyire jellegzetes.



4.7. ábra. A δ korrelációs exponens (a) a földrajzi hosszúság, (b) a tengerszint feletti magasság, (c) a parttól mért távolság, és (d) az $n = 108$ napos ablakmérethez tartozó átlagos szórás (l. (2.6) egyenlet) logaritmusának függvényében. Az (a) ábrán a magyar állomások földrajzi hosszúságának értékét 80° -kal megnöveltük, a (c) ábrán pedig esetükben a Triesztől, mint referenciaponttól mért távolságukat vettük alapul. (Az ausztrál kontinentális állomásokat kitöltött körök, a szigeteken fekvőket üres körök, a magyar állomásokat pedig csillagok jelzik.)

Ami az ausztrál állomásokat illeti, a 4.7.a. ábra magyarázható annak alapján is, hogy a földrajzi szélesség a meghatározó jelentőségű paraméter és nincs összefüggés a földrajzi hosszúsággal. Ezesetben olyan eloszlást várunk, mely tükrözi valamilyen módon a kontinens alakját. A 4.7.a. ábrán látható is, hogy a kontinens délnyugati sarkában elhelyezkedő állomások korrelált klasztert alkotnak.

Mint az a 4.7.b. ábrán megfigyelhető, a DFA-exponens értékek gyenge korrelációt mutatnak a tengerszint feletti magassággal. Megjegyezzük, hogy ez nem mond ellent a 4.4. ábránál a hegycsúcsok adott interpretációnknak, mivel az utóbbi ábrázolási mód (a 4.7. ábra) elmosza az állomások földrajzi szélessége és hosszúsága közti különbségeket.



4.8. ábra. A magyar állomások DFA-exponensei a földrajzi hosszúság függvényében.

A korrelációs exponenseknek az állomások óceántól mért távolságától való függése - a kontinentális állomások esetében - szintén gyenge (4.7.c. ábra). Általában magas exponens-értékek társulnak a szigetekhez, azonban nincs jelentős csökkenés, amint eltávolodunk az óceán partjától. Ez természetesen nem jelenti azt, hogy a nagy kiterjedésű víztömegektől való távolság nem lenne lényeges paraméter a korreláció erősségének meghatározásában, de a megfigyelhető effektus Ausztrália esetében gyenge.

A 4.7.d. ábra a δ DFA-exponens és az $n = 108$ nap ablakmérethez (szegmenshosszhoz) tartozó átlagos változékonyság egymáshoz való viszonyát szemlélteti. Erre a kérdésre a következő szakasz végén - az általános tulajdonságok tárgyalása után - visszatérünk.

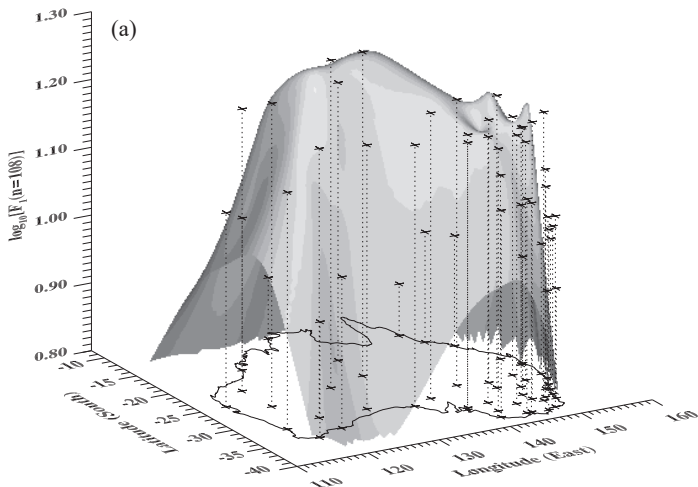
4.3. A fluktuációk mértéke

A hőmérsékleti fluktuációk változékonyságának jellemzése céljából ábrázoltuk a napi közép-hőmérsékleti anomáliák $n = 108$ nap szegmenshosszhoz tartozó (a szegmensenként illesztett egyenesek körüli) átlagos szórását - $F_1(n = 108)$ -at, l. (2.6) egyenlet - a földrajzi hely illetve a parttól mért távolság függvényében (l. 4.9. és 4.10. ábra).

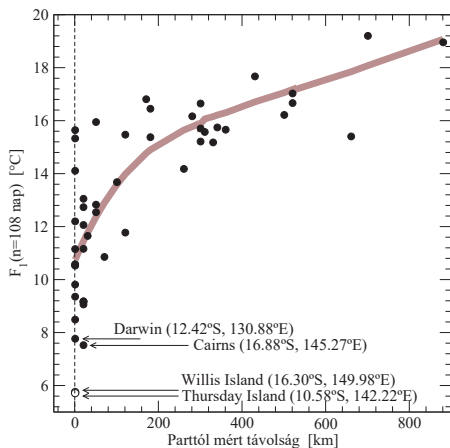
A napi minimum- és maximumhőmérsékleti sorokra számított átlagos szórás-értékek jó közelítéssel ugyanezt a viselkedést mutatták - bár nem szükségszerűen ugyanazokat a numerikus értékeket kaptuk.

Az időablak hosszának fenti megválasztása önkényesnek tűnhet, azonban a $100 \text{ nap} < n < 500 \text{ nap}$ tartományban gyakorlatilag bármely más választás esetén hasonló statisztikát kapnánk - eltekintve persze a konkrét numerikus értékektől. A túl nagy méretű időablak választása nem célszerű, mivel a különböző mérőállomások esetében a DFA-görbék meredeksége eltérő, és a görbék megtörései, átmenetei elfedik az állomások közötti relációkat.

Az általános tendencia a kontinentális állomások esetében mérhető szórásra nem meglepő: az óceán közelsége tompítja a hőmérsékleti fluktuációkat, ez jól ismert, és jól dokumentált tény.

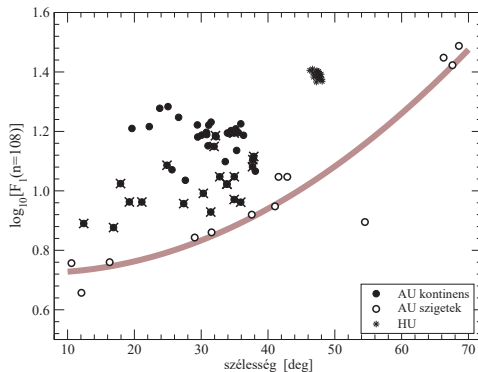


4.9. ábra. A napi középhőmérsékleti anomáliások fluktuációinak $n = 108$ nap ablakmérethez tartozó átlagos szórásának logaritmus $\log_{10}[F_1(n = 108)]$ (l. (2.6) egyenlet) a földrajzi hely függvényében az ausztrál kontinentális állomásokra.



4.10. ábra. A napi középhőmérsékleti anomáliások fluktuációinak $n = 108$ nap ablakmérethez tartozó átlagos szórása $F_1(n = 108)$ (l. (2.6) egyenlet) a parttól mért távolság függvényében az ausztrál állomásokra. A legalacsonyabb trend körüli szórást mutató állomások földrajzi koordinátáit l. az ábrán.

A 4.11. ábra mutatja a fluktuációk mértékének statisztikáját minden vizsgált állomásra a földrajzi szélesség függvényében. Ezen az ábrán megfigyelhető egy másik tendencia is - különösen a szigetekre: az Egyenlítőtől való távolság növekedtével a trend körüli szórás értéke is növekszik. Ez a tendencia kimutatható az óceánhoz közeli állomások esetében is, habár az egyes mérőhelyek adatsorai esetében tapasztalható eltérések igen nagyok. A 4.11. ábrán külön jeleztük azon állomásokat, melyeknek a parttól mért távolsága kisebb, mint 20 km. Az óceántól távol a szórás-értékek szisztematikusan nagyobbak, mint a szigeteknél ill. a partmenti állomásokra, mind Ausztrália, mind pedig Magyarország esetében (l. 4.11. ábra).



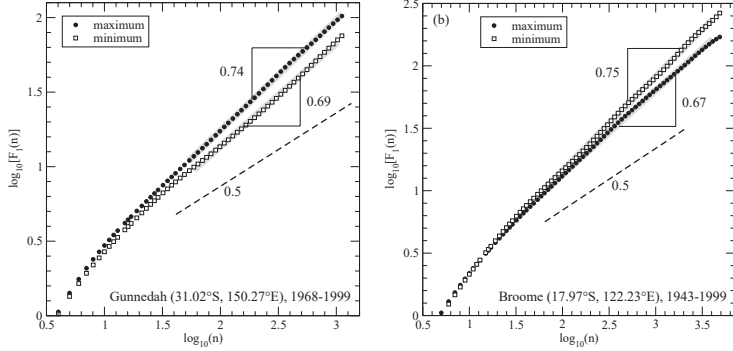
4.11. ábra. A napi középhőmérsékleti anomáliások fluktuációinak $n = 108$ nap ablakmérethez tartozó átlagos szórásának logaritmus $\log_{10}[F_1(n = 108)]$ (l. (2.6) egyenlet) a földrajzi szélesség abszolút értékének függvényében. (Az ausztrál kontinentális állomásokat kitöltött körök, közülük az óceántól max. 20 km távolságra elhelyezkedőket kereszttel áthúzott kitöltött körök, a szigeteknek fekvőket üres körök, a magyar állomásokat pedig csillagok jelzik.)

Az átlagos szórás és a DFA-exponensek korrelációját a 4.7.d. ábra mutatja. A 4.5. és a 4.11. ábra alapján azt várhatjuk, hogy az Egyenlítőtől távolabbi állomások viszonylag alacsony exponens-értékkel, és magas szórás-értékekkel rendelkeznek - ez a negatív korreláció tisztán megfigyelhető a 4.7.d. ábrán. A kontinentális állomások esetében az állomásfüggőség igen nagy, így az egy-egyértelmű csatolás rejtve marad (ha létezik egyáltalán), az egyéb módosító tényezők - mint pl. az óceántól mért távolság, vagy a tengerszint feletti magasság - révén.

4.4. A napi hőmérsékleti extrémumok eltérő viselkedése

A napi minimum- és maximumhőmérsékleti adatsorok időbeli korrelációinak viselkedése és korrelációs exponenseinek eloszlása - a konkrét numerikus értékektől eltekintve - jó közelítéssel megegyezik a napi középhőmérsékleti adatsorok esetében tapasztaltakkal (l. 4.4. ábra). Meg kell említenünk azonban, hogy a napi extrémumok DFA-exponenseinek értéke, $\delta(x_{min})$ és $\delta(x_{max})$ esetenként igen eltérő is lehet egy-egy adott állomás esetén (4.12. ábra).

A kontinentális állomások 56%-ánál (a vizsgált 48-ból 27 állomásnál) és a tenger melléki állomások 54%-ánál (a 13 állomás közül 7 esetben) bizonyult a különbség jelentősnek (4.13. ábra). Az exponensek különbségének területi eloszlását a 4.14. ábrán mutatjuk be.

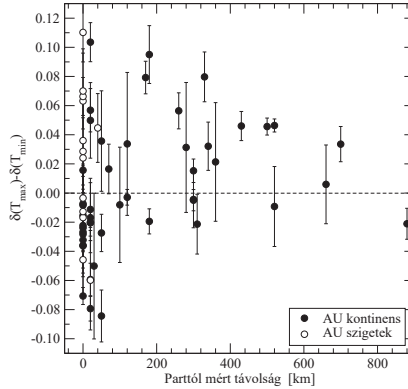


4.12. ábra. A napi minimum- és maximumhőmérsékletek DFA1-görbéje 2 vizsgált állomás (a) Gunnedah 1968-1999, 31.02°S, 150.27°E, és (b) Broome 1943-1999, 17.98°S, 122.23°E esetében. A szürke vonal a lineáris illesztések tartományát jelzi, a szaggatott vonal pedig azt a meredekséget mutatja, melyet egy korrelálatlan folyamat esetében kapnánk.

Az egyes $\delta(x_{min})$ és $\delta(x_{max})$ exponens-értékek hibakorlátját a $\log(n)$ függvényében ábrázolt $\log[F_1(n)]$ görbe különböző szakaszaira történő illesztések adták, a két DFA-exponens különbségének hibáját pedig a

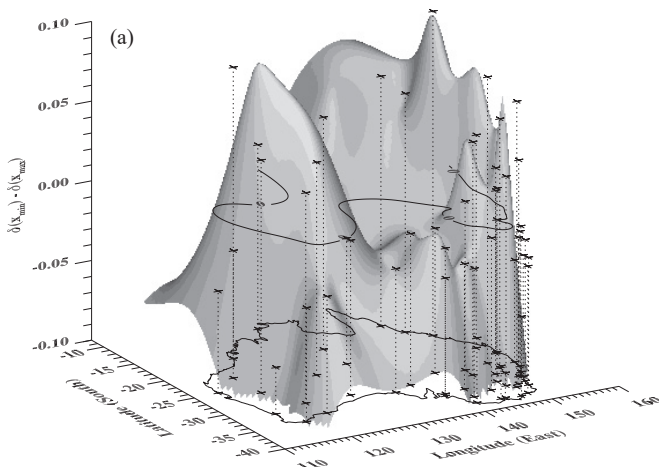
$$\Delta[\delta(x_{max}) - \delta(x_{min})] = \sqrt{[\Delta\delta(x_{max})]^2 + [\Delta\delta(x_{min})]^2} \quad (4.1)$$

egyenlet alapján határoztuk meg.



4.13. ábra. A napi hőmérsékleti extrémumokhoz tartozó DFA-exponensek különbsége a legközelebbi tengerparttól mért távolság függvényében. (Jelölések: kontinentális állomások - kitöltött körök, szigeteken fekvők - üres körök) A hibakorlátokat a (4.1) egyenlet felhasználásával kaptuk.

A 4.12. ábrán bemutatott reprezentatív DFA1-görbék alapján azt várhatnánk, hogy a magasabb DFA-exponenshez (valamely adott n ablakméret mellett) magasabb variancia érték is társul - vagyis azt, hogy a nagyobb meredekségű DFA-görbe a kisebb meredekségű fölött helyezkedik el. Ez azonban nincs minden esetben így. A részletes elemzés azt mutatta, hogy nincs kapcsolat a variancia mértéke és az extrémumok DFA-exponensei különbségének előjele között. A további kísérletek arra vonatkozóan, hogy esetleges egyéb jellemző mennyiségekkel, mint pl. a hőmérsékleti anomália fluktuációk amplitúdó-eloszlásának ferdeség paramétere (skewness), vagy kurtózisa (kurtosis) azonosítható összefüggést találjunk nem jártak sikerrel.



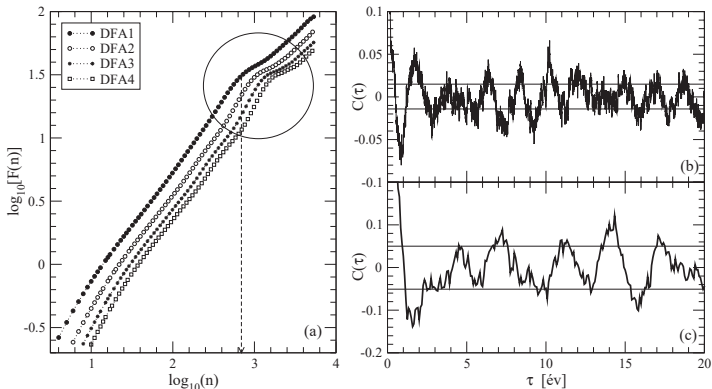
4.14. ábra. A napi hőmérsékleti extrémumokhoz tartozó DFA-exponensek különbsége a földrajzi hely függvényében. (Az ábrán csak az ausztrál kontinentális állomásokat tüntettük fel.)

A $\delta(x_{min}) - \delta(x_{max})$ különbség földrajzi helytől való függésére szintén nem sikerült azonosítható mintázatot találnunk (4.14. ábra). A legközelebbi tengerparttól mért távolsággal (4.13. ábra), a tengerszint feletti magassággal, vagy a mérőállomás helyének földrajzi hosszúságával való korrelációs analízis sem mutatott felismerhető kapcsolatot a vizsgált mennyiségek között. Ez persze lehet az alacsony területi lefedettség következménye is, hiszen a kontinens belsejében kevés állomás adatsora volt elegendően hosszú és kiértékelhető. Sokkal valószínűbb azonban, hogy a napi hőmérsékleti extrémumok statisztikájában mutatkozó különbség a helyi mikroklíma eltérő voltának következménye (talajművelés-, növényzet-, páratartalom-beli különbségek, stb.) A mérési gyakorlat szerint a napi extrémum-hőmérsékleteket általában egyszerű minimum-maximum hőmértékkel határozzák meg, melyek igen érzékenyek a helyi fluktuációkra.

4.5. Troposzférikus Biennális Oszcilláció (TBO)

Néhány esetben a DFA-görbék a 4.15.a. ábrán bemutatotthoz hasonló jellegzetes lépcsőszerű „könyök”-formát mutattak, mely egyre szembetűnőbbé válik a magasabbrendű detrendálások során. Ez a viselkedés egy periodikus szinuszos háttér-trend jelenlétére utal (Hu és mtsai. 2001, [21]). Sajnos nincs megfelelő módszer a jelsozortat alapkomponeensekre való szétbontására,

különösen azért, mert - mint a töréspontok eltolódása is jelzi a 4.15.a. ábrán - ezen háttér-trend messze esik a tisztán harmonikus függvénytől.



4.15. ábra. (a) Willis Island (1939-1999, 16.30°S, 149.98°E) adatsorának DFA-analízise. A kör a ≈ 1.9 éves periódusidejű (l. függőleges szaggatott vonal) kvázi-periodikus háttér-trendnek megfelelő megtörést jelzi a DFA-görbéken. (b) Ugyanezen adatsor autokorrelációs függvénye, a τ -t években mérve. (c) A Déli Oszcillációs Index (1866-1995) autokorrelációs függvénye. A vékony vízszintes vonalak a 95%-os konfidencia szintet jelzik az autokorrelációs függvények ábráin.

Egy lassú, elkent oszcilláció jelenléte szinte tisztán megfigyelhető három állomás esetében, nevezetesen: Cairns (16.88°S, 145.27°E), Thursday Island (10.58°S, 142.21°E), és Willis Island (16.30°S, 149.98°E) - egy további idősor, Darwin (12.42°S, 130.88°E) pedig kissé gyengébben, de hasonló viselkedést mutat. Ezen állomások idősoraira a standard autokorrelációs analízis (l. 4.15.b. ábra) is jelzi a statisztikailag kiemelkedő 1.9 ± 0.2 éves periodicitást. Az említett 4 állomás a kontinens északkeleti csücskénél helyezkedik el (l. 4.1. ábra), és éppen ezen állomások anomáliáisorainak fluktuációi mutatják a legalacsonyabb átlagos szórást (l. 4.10. ábra). (Valójában a legkisebb átlagos szórás Cocos (Keeling) Island (12.07°S, 96.83°E) hőmérsékleti adatsorára adódik, azonban ez az ausztrál fennhatóság alá tartozó piciny, csaknem lakatlan szigetcsoport igen messze, az ausztrál kontinentől 2770 km-re nyugatra, az Indiai-óceánban helyezkedik el.) A vizsgált idősorok közül egyetlen másik állomás hőmérsékleti idősora sem mutatott statisztikailag hasonló jelentőségű periodikus komponenst.

A fenti állomások földrajzi elhelyezkedése azt sugallja, hogy az észlelhető periodikus trend összefüggésben lehet a jól ismert El Niño Déli Oszcillációval, mely a Csendes-óceán feletti nyomásgradiens által indukált Walker-cirkuláció kváziperiodikus fluktuációinak felel meg. A nyomás-eloszlásbeli változásokat az ún. Déli Oszcillációs Index (Southern Oscillation Index = SOI) - a Tahiti és Darwin közti nyomáskülönbség - jellemzi, mely 2-7 éves periódusú, és igen távol van a szabályostól (Ropelewski és Jones 1987 [59], Allan és mtsai. 1991 [1]).

A Willis Island állomáson mért napi középhőmérsékleti anomáliák autokorrelációs függvényének (4.15.b. ábra) és a SOI-jelsorozat² autokorrelációs függvényének (4.15.c. ábra) direkt összehasonlítása rögtön mutatja, hogy a két oszcilláció nem szorosan csatolt.

²Forrás: ftp://daac.gsfc.nasa.gov/data/inter_disc/surf_temp_press/soi

A forró égővi indiai-óceáni és a nyugat-csendes-óceáni régiókban a csapadékhozam, tengerszinten mért nyomás, tengerfelszíni hőmérséklet és egyéb klimatikus paraméterek kétéves ciklusú változása évek óta ismert, megfigyelt és tanulmányozott jelenség (pl. Trenberth 1975 [73], Meehl 1987 [43], Meehl 1997 [44]). A jelenséget Troposzférikus Biennális Oszillációnak (Tropospheric Biennial Oscillation = TBO) nevezik. A TBO-nak egyenetlen 2-3 éves periódusa van, a légköri paraméterek anomáliái kelet felé irányuló elmozdulást mutatnak. Különböző elméletek és hipotézisek születtek már a magyarázatára, azonban a pontos mechanizmus még nem ismert. Ropelewski és mtsai. (1992 [60]) az ázsiai-csendes-óceáni klíma szerves részének tekintett El Niño (ENSO) jelenségben is megfigyeltek egy erős kétéves komponenst, mely esetleg kapcsolatba hozható a Troposzférikus Biennális Oszillációval.

Mivel a fenti állomásokra észlelt lassú oszcilláció jellemző periódusa közel kétéves (4.15.b. ábra), feltehetően inkább a Troposzférikus Biennális Oszilláció jelenségéhez köthető. Legjobb tudomásunk szerint mindeztidáig még nem mutatták ki hasonló hosszúságú napi adatsorra ilyen markánsan a kétéves oszcilláció jelenlétét.

4.6. Következtetések

Az ausztrál és magyar adatsorok vizsgálata alapján tett főbb megfigyeléseink az alábbiak szerint foglalhatók össze:

- (1) A napi hőmérsékleti adatsorok jelentős pozitív hosszútávú korrelációt mutatnak, mely akár több éves időtartamokra is kiterjed. Nincs jele a skálázási viselkedés megszűnésének még a leghosszabb idősorokra sem.
- (2) A korreláció erőssége - azaz a korrelációs exponens értéke - nem univerzális, hanem a földrajzi helytől való függést mutat.
- (3) Ausztrália fölött megfigyelhető egy általános tendencia: az Egyenlítőtől való távolság növekedtével az exponens értéke csökken.
- (4) A fluktuációk szórására egy ezzel ellentétes tendencia érvényesül: az Egyenlítőtől mért távolság növekedésével a lokális trendtől való eltérések mértéke is nő.
- (5) A napi minimum- és maximumhőmérsékletek DFA-exponense adott állomás esetén eltérő lehet. Az eltérés mértéke és előjele nem mutat korrelációt a földrajzi hellyel, vagy egyéb vizsgált statisztikai paraméterekkel, valószínűsíthető, hogy a helyi körülmények (mikro-klimatikus viszonyok) határozzák meg.

Szükségesnek látszik, hogy a (2) és (3) pontokhoz néhány rövid megjegyzést fűzzünk:

Ami az univerzalitás hiányát illeti - (2) pont - ha csupán néhány állomás DFA-analízisét tekintjük (Koscielny-Bunde és mtsai. 1998 [37], Govindan és mtsai. 2002 [15]), esetleg éppen a fentiekkel ellentétes következtetés vonható le. Hasonló vizsgálatok eredményei azonban - melyeket Weber és Talkner 2001 [77], Monetti és mtsai. 2003 [46], Fraedrich és Blender 2003 [12], valamint Eichner és mtsai. 2003 [10] végeztek - jelentős különbségeket jeleztek a vizsgált állomások éghajlati paramétereinek függvényében.

A különböző helyek eltérő exponense természetesen nem zárja ki annak lehetőségét, hogy a hosszú memóriájú (perzisztens) effektusok mögött egy univerzális mechanizmus húzódik meg, mint pl. az atmoszféra és az óceánok közötti csatolás.

A korrelációs exponensek csökkenő tendenciája Ausztrália felett - (3) pont - jó egyezésben van a Tsonis és mtsai. [75] által az északi félgömbön az 500 hPa-os magasság anomáliáira tett megfigyelésekkel. Az általuk végzett fluktuációanalízis a lényegét tekintve megegyezik a DFA1-módszerrel, akár még a kapott exponens-értékek is összehasonlíthatók. Tsonis és mtsai. [75] a

korreláció erősségének csökkenését a dinamikai folyamatok egyre erősebben baroklinikus természetének tulajdonítják, amint a szubtrópusoktól a közepes földrajzi szélességek felé haladunk. Az Egyenlítőről távolodva a baroklin instabilitás egyre nagyobb szerepet játszik, s egyre nagyobb potenciális energiát jelent a kicsiny térbeli és időbeli skálán zajló folyamatoknál. Ezért a rendszer korrelált időfejlődését egyre gyakrabban szakitják meg rövid-memóriájú, kis térbeli skálájú jelenségek, s ez az effektív korrelációs exponens csökkenéséhez vezet.

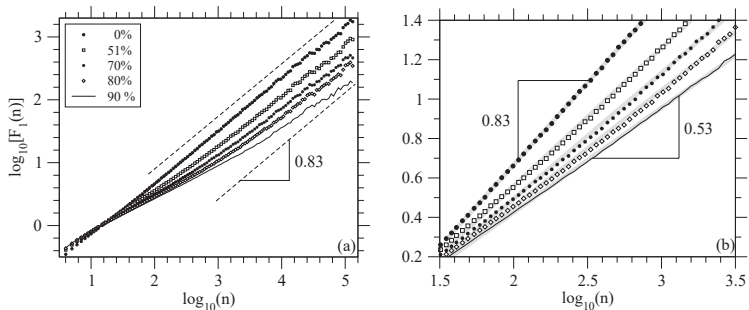
Bármilyen magasabb földrajzi szélességeken a korrelációs exponensek csökkenését, a vizsgált folyamat nem bontható szét az alapidinamika és egy additív véletlen zaj összegére, hiszen a DFA-módszer igen hatékonyan azonosítja egy ilyen folyamatot.

Folytonosan változó DFA-exponensű folyamat-család létrehozása nem könnyű feladat még modell szinten sem, hiszen aszimptotikusan mindig a leghosszabb memóriájú komponens határozza meg a DFA-exponens értékét. Egy lehetséges megoldásként a következőt találtuk: ha a korrelált jelsorozat véletlenszerűen kiválasztott részeit egy másik, az előbbtől eltérő korrelációs exponensű jelsorozat szegmenseivel helyettesítjük, megjelenik egy széles átmeneti tartomány (a leghosszabb mérési adatokkal összemérhető nagyságú), melynek látszólagos exponense az aszimptotikus értékektől jelentősen eltérhet.

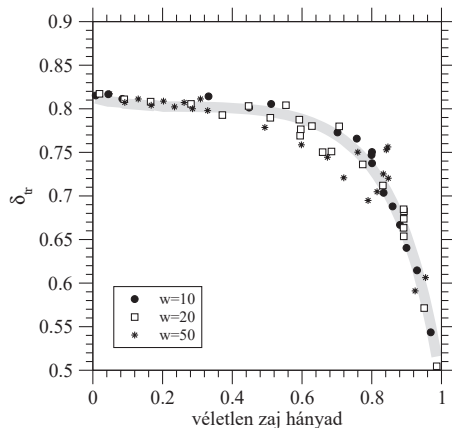
Mint a 2.2 szakaszban már részletesen foglalkoztunk vele, egy véletlen zajjal szuperponált hosszútávon korrelált folyamat egyszerűen azonosítható, hiszen DFA-görbéje megtörik, átmenetet mutat a $\delta = 0.5$ meredekségű szakasz (a zaj dominálta rész) és egy ettől eltérő aszimptotikus meredekségű rész között. Az átmenethez tartozó idő elsősorban a zajtag varianciájától és a korrelált folyamat DFA-exponensétől függ. Mindezekon túl, egy korrelált ($\delta > 0.5$) adatsor aszimptotikus skálázási viselkedését nem befolyásolja, ha belőle véletlenszerűen kivágunk szegmenseket és a fennmaradó részeket összefűzzük, még akkor sem, ha akár az adatsor 50%-át eltávolítottuk (Chen és mtsai. [8]). A meteorológiai adatsorok szempontjából különösen az eltérő lokális korrelációs tulajdonságú jelsorozatok szuperpozíciója érdemel különleges figyelmet. Általában, amikor egy korrelált adatsor véletlenszerűen kiválasztott részeit egy másik, az előbbtől eltérő korrelációs tulajdonságokkal rendelkező jelsorozatból vett szakaszokkal helyettesítjük, a kapott idősor viselkedése szempontjából aszimptotikusan az erősebb pozitív korrelációt mutató jelsorozat tulajdonságai dominálnak (Chen és mtsai. [8]). Azonban esetekben létrejön egy széles átmeneti zóna, mely nemtriviális látszólagos exponenssel rendelkezik, és a „valódi” aszimptotikus viselkedés csak a nagyon hosszú idősorok esetében észlelhető. Különösen igaz ez akkor, ha az eredeti jelsorozatok exponense közti különbség kicsi. Erre a jelenségre mutat egy példát a 4.16. ábra.

Az $N = 2^{19}$ hosszúságú, hatványfüggvényszerűen korrelált, normált Gauss-eloszlású jelsorozatok a Pang, Yu, és Halpin-Healy [50] által kifejlesztett algoritmus segítségével generáltuk. Egy-egy jelsorozat esetében annak bizonyos hányadát (0, 51, 70, 80, 90%-át) kicseréltük $\bar{w} = 10$ nap átlagos hosszúságú, az eredetivel megegyező amplitúdó-eloszlású, korrelálatlan szakaszokkal. (A kicserélt szegmensek hosszát változtatva - l. 4.17. ábra - az exponensek értéke csak csekély mértékben változik.) A 4.16.a. ábra néhány jellegzetes DFA-görbét mutat, a „valódi” aszimptotikus meredekség előtti tranzienst szakasz igen hosszú is lehet. A mért hőmérsékleti idősorok esetében a tipikus illesztési tartomány általában a görbe 30 és 3000 nap közé eső szakasza (legfeljebb azonban az adatsor teljes hosszának egyötöde), a 4.16.b. ábra azt mutatja, hogy a görbék ezen szakaszán is teljesül a közelítőleg hatványfüggvényszerű viselkedés. A $30 < n < 3000$ nap közötti tranzienst tartományra kapott exponensek δ_{tr} értéke azonban eltér a nagy n -ek ($n > 10000$ nap) tartományában megfigyelhető δ_{as} aszimptotikus exponenstól. Figyelemre méltó azonban a pozitív korrelációk ereje, annak ellenére, hogy akár a jelsorozat 90%-át kicseréltük korrelálatlan szakaszokkal, az még mindig perzisztens maradt (további részletekért l. Chen és mtsai. [8]).

Nyilván más módszerek is elképzelhetők arra, hogy akár tranzienst, akár aszimptotikus módon az exponensek értékét befolyásoljuk. Ez az egyszerű modell koncepcióján az a képzet igyekszik alátámasztani, hogy a lokális mért adatsorokban észlelt korrelációs exponens a mikroklíma helyi fluktuációi által eltérő értékűnek mutatható.



4.16. ábra. (a) $N = 2^{19} = 524288$ hosszúságú, mesterségesen generált, különböző mennyiségű korrelálatlan szegmenst tartalmazó korrelált jelsorozatok DFA1-görbéi. A szaggatott vonalak a „valódi” aszimptotikus meredekségeket mutatják. (b) Az (a) ábra $n \in 30 - 3000$ napos ablakméretek közötti tartományának nagyítása. A transziens exponensek ($30 < n < 3000$) rendre $\delta_{tr} = 0.83, 0.70, 0.64, 0.59$, és 0.53 , az aszimptotikus exponensek ($n > 10000$) pedig $\delta_{as} = 0.83, 0.80, 0.76, 0.75, 0.67$.



4.17. ábra. A kicserélt szegmensek átlagos hosszát változtatva ($w = 10, 20, 50$) kapott δ_{tr} transziens exponensek a kicserélt véletlen hányad függvényében. A különböző szimbólumok a különböző hosszúságú véletlen szegmensek esetén kapott eredményeket jelölik. A szürke vonal nem illesztett görbe.

5. fejezet

Globális statisztikai elemzés

Az ausztrál és magyarországi adatsorok vizsgálata során szerzett tapasztalatok alapján (l. 4. fejezet), ebben a fejezetben egy az egész világra kiterjedő adatbázis analízisével nyert eredményeket ismertetjük. A kiértékelés - eltérően a 4. fejezetben bemutatottaktól - ebben az esetben - az adatsorok nagy számára való tekintettel - már automatikusan - az egyes idősorokhoz tartozó DFA-görbék szemrevételezése nélkül - történt.

A National Climatic Data Center Global Daily Climatology Network (GDCN Version 1.0) adatbázisa [80] a világ minden tájáról összesen 32857 mérőállomás napi minimum- és maximumhőmérsékletét, csapadékadatát (valamint pontos földrajzi koordinátáit) tartalmazza. Az állomások nagy része esetében azonban sajnos csak csapadékadat állt rendelkezésre, vagy pedig a hőmérsékleti adatsor nagyon hiányosnak bizonyult.

Hőmérsékleti adat összesen 14737 állomásra volt, ebből 136 városra csak minimumhőmérséklet, 7 városra pedig csak maximumhőmérséklet. A mérőállomások elhelyezkedéséről és sűrűségéről képet alkothatunk az 5.1. ábra alapján, mely az $2^\circ \times 2^\circ$ méretű cellákba eső azon állomások számát mutatja, ahol volt hőmérsékleti adat. Ezek a mérőhelyek összesen 1337 cellában helyezkednek el, az egy cellába eső állomások maximális száma 191 volt (48.0°N - 50.0°N , 122.0°W - 124.0°W , Vancouver és környéke). Az állomások magasság szerinti megoszlása az 5.2. ábrán látható.

Jónak mondható a területi lefedettség - az ország teljes területéhez képest - az Amerikai Egyesült Államokban (9681 állomás), Kanadában (3852 állomás), Japánban (154 állomás), és Mexikóban (326 állomás). Mexikóban azonban az állomások egy részénél nem azonosítható pontosan, hogy mely adatokat mérték Celsius-skálán, illetve Fahrenheit-skálán [80], így a Mexikói adatok esetében a kapott eredmények sem tekinthetők minden szempontból korrektnek, a teljesség kedvéért azonban ezeket is feltüntettük az ábrákon. 100 és 200 közötti állomásszámmal rendelkezik még Kína és Oroszország, az ország területéhez mérten azonban ez már kifejezetten nem mondható részletesnek. 50 és 100 közötti az állomások száma Thaiföld és Ausztrália esetében, 10 és 50 közötti 7 ország¹ esetében, 10-nél kevesebb állomással képviselteti magát további 31 ország², és mindössze 1-1 állomás adatsora elérhető 10 ország³ esetében.

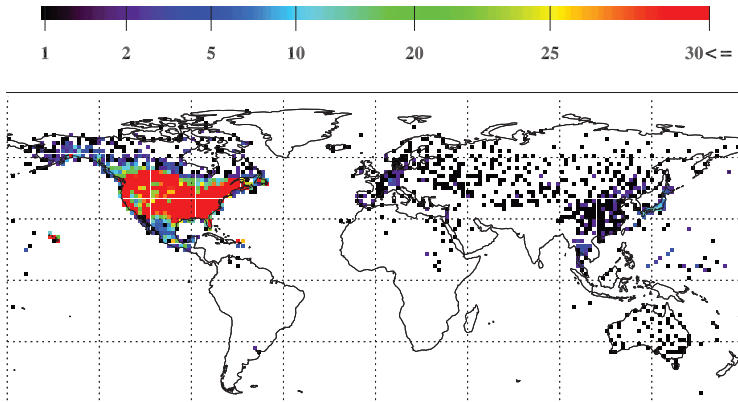
Megjegyezzük, hogy a fenti statisztika alapja az állomások országködjá. Az adatbázis készítői azonban a mérőállomás fennhatóságát vették figyelembe, nem pedig a területi hovatartozást [80]. Több államnak is van meteorológiai állomása más állam területén (pl. gyarmatok, katonai bázisok, kutatóállomások), így előfordulhat, hogy egyes állomások országködjá is különbözik a tényleges földrajzi elhelyezkedésnek megfelelő állam kódjától.

Magyarországi mérési eredményeket ez az adatbázis egyáltalán nem tartalmaz.

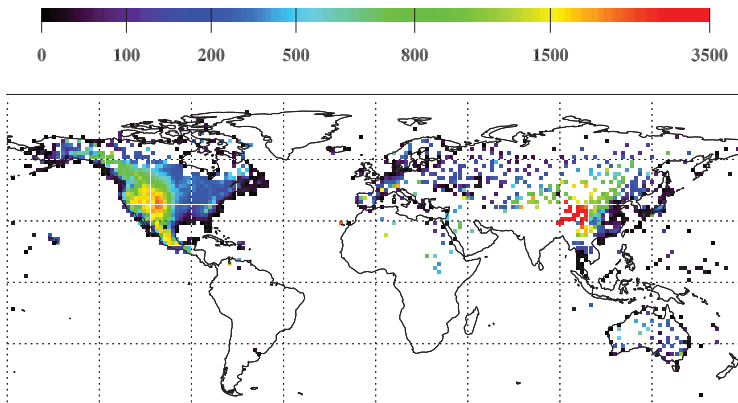
¹ Franciaország, Németország, Norvégia, Spanyolország, Svédország, Kazahsztán, Ukrajna

² Algéria, Egyiptom, Izrael, Szudán, Szaud-Arábia, Szíria, Mongólia, Korea, Fehéroroszország, Örményország, Grúzia, Kirgizisztán, Tadszikisztán, Türkmenisztán, Üzbegisztán, Észtország, Lettország, Litvánia, Dánia, Finnország, Görögország, Izland, Írország, Olaszország, Hollandia, Portugália, Svájc, Uruguay, Venezuela, Malajzia, Új-Kaledónia

³ Ausztria, Belgium, Luxemburg, Lengyelország, Szlovákia, Nagy-Britannia, Azerbajdzsán, Bosznia, Moldova, Francia-Polinézia



5.1. ábra. A $2^\circ \times 2^\circ$ méretű cellákba eső állomásszám, ahol van hőmérsékleti adat - összesen 14737 állomás, melyek 1337 cellában helyezkednek el. Az egy cellába eső állomások maximális száma 191.



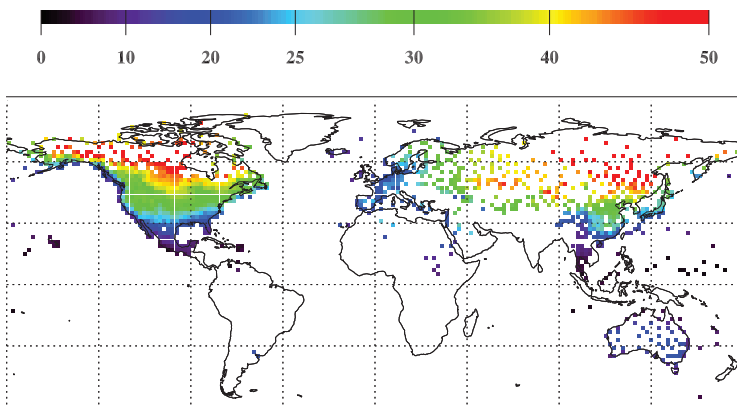
5.2. ábra. A mérőállomások magasságeloszlása $2^\circ \times 2^\circ$ méretű cellánként, a 14737 hőmérsékleti adattal rendelkező állomás koordinátái alapján. A 3500 m-nél nagyobb átlagos tengerszint feletti magasságú cellákat (11 db) szintén a piros szín jelzi az ábrán, a 0 m alattiakat (7 db) pedig a fekete. A legmagasabban fekvő mérőhely (Baingov, Kína, 31.38°N , 90.02°E) tengerszint feletti magassága 4541 m, a legalacsonyabban elhelyezkedő (Death Valley, USA, 36.45°N , 116.85°W) pedig -59 m.

A leghosszabb - és egyben legjobb minőségű - hőmérsékleti adatsor Torontó (Kanada, 43.67°N , 79.40°W) mérőállomásáról állt rendelkezésünkre, az adatsor kezdődátuma 1840. március 1, az adatsor vége 2001. szeptember 30, és mindössze 5 napnyi adat hiányzott belőle (ezek sem egymást követő, hanem kivétel nélkül egymástól elszigetelt napok voltak). Több esetben előfordult azonban, hogy egyes állomásoknál - több év szünetet körülülve - csak 1-1 hónapnyi mérési adat volt elérhető.

Az előző fejezetben részletesen szóltunk arról, hogy a napi maximum- és minimumhőmérsékletek viselkedése igen hasonló. A maximum- ill. minimumértékekre illesztett exponensek nagysága néha eltérhet, de az eltérésben semmilyen szisztematikusságot nem találtunk. Az ezen exponensek közt az egyedi állomásokon mérhető eltérés lényegesen kisebb, mint az állomások földrajzi helyzetéből adódó függés miatti különbségek. Ennek tükrében ez a fejezet főként a maximumhőmérsékletek elemzése során kapott eredményeket mutatja be.

Megvizsgáltuk, hogy az egyes mérőállomások maximumhőmérsékleti sorának adott naptári napra számított átlaga mekkora tartományon belül változik egy-egy év során. (A napi minimumokra lényegében ugyanezt az eredményt kaptuk.) Az 5.3. ábra a legalább 8 évnnyi mérési adatot tartalmazó idősorok, összesen 10918 állomás adatai alapján kapott eredményeket mutatja. Jól megfigyelhető, hogy az északi féltekén az Egyenlítőtől és az óceánoktól távolodva a legalacsonyabb és a legmagasabb átlagos maximumhőmérséklet különbsége egyre nő. A déli féltekén a mérőállomások csekély száma (mindössze 76 helyről állt rendelkezésre hőmérsékleti adat) nem tesz lehetővé hasonló megállapítást.

50°C feletti különbség összesen 44 állomásnál fordul elő, ezek mind az északi féltekén helyezkednek el, a 49°N szélességi körtől északra. A legdélebbi állomás Ulaan-Gom (Mongólia, 49.80°N , 92.08°E). A legnagyobb értéket, 68.90°C fokot Oymyakon AS (Oroszország, 63.27°N , 143.15°E) adatsora szolgáltatja. Ezzel szemben a Déli-sarkon található Amundsen-Scott kutatóbázis (USA, 90.00°S) esetében a különbség mindössze 34.69°C volt, és az ausztrál antarktiszi kutatóállomások (Davis, Mawson és Casey, 65°S - 70°S) esetében is az uruguay-i állomásokéval (32°S - 35°S) csaknem azonos nagyságúnak adódott.



5.3. ábra. A maximumhőmérséklet átlagos éves menetének szélsőértékei közti különbség, $2^\circ \times 2^\circ$ méretű cellák szerint, a legalább 8 évnnyi mérési adatot tartalmazó idősorok, összesen 10918 állomás adatai alapján. 50°C feletti az átlagos különbség 30 cellában, ezeket szintén piros színnel jelöltük.

5.1. Az exponensek földrajzi eloszlása

A korrelációs tulajdonságok vizsgálata során első közelítésként az adatbázisból csak azon állomásokat tekintettük, melyek adatsorában az egymást követő legfeljebb 4 napos hiányoktól eltekintve található volt egy legalább 8000 nap hosszúságú hibátlan szakasz. A 4. fejezetben bemutatott ausztrál adatokra vonatkozó vizsgálatok esetében is - egyetlen kivételtől eltekintve - ez volt a legrövidebb idősorok hossza. Ennél rövidebb időtartamok esetében a megnövekvő szórás miatt már csak a tranzienstartományba eső exponens lenne kiértékelhető. A hiányzó adatokat a hiányt megelőző ill. követő első mért adatok között lineárisan interpoláltuk.

A fenti feltételnek eleget tevő állomások száma: 2007 db az Amerikai Egyesült Államokból, 581 db Kanadából, és 727 db a világ összes többi országából együttléve, vagyis összesen 3315 állomás. Látható, hogy a minőségi követelmények miatt a vizsgált állomásszám igen drasztikusan lecsökkent.

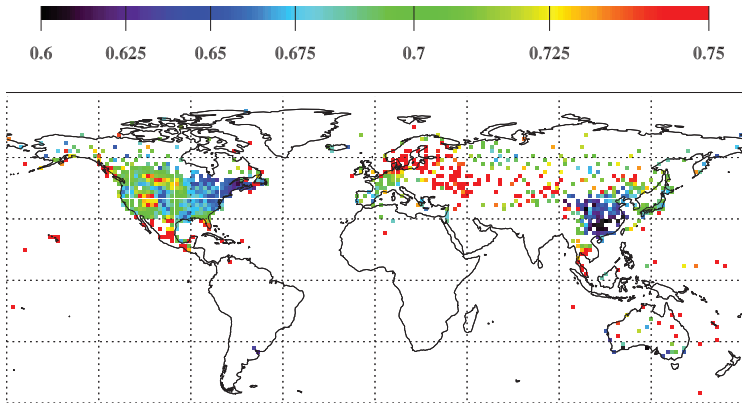
Az anomáliasorokra másodrendű detrendált fluktuációanalízist (DFA2) alkalmaztunk, majd ezt követően a DFA-exponens meghatározása 21-pontos illesztés segítségével történt. Az illesztési tartomány a logaritmikus skálán az 1.25 és 3.25 közötti szakasz - azaz a 18 és 1800 napnak megfelelő időtartamok közötti szegmenshosszak - volt, így a 21-pontos illesztést 1-1 állomás adatsorára összesen 33 szakaszon végeztük el, ebből adódik a DFA-exponens meghatározás hibájának becslése.

A 4. fejezetben szereplő illesztéseknél egyenként, minden egyes állomás adatsoránál meggyőződöttünk róla, hogy az illesztés megfelelő-e, itt azonban az automatikus feldolgozás miatt szükségessé vált legalább a másodrendű detrendált fluktuációanalízis alkalmazása, hogy az esetleges lineáris trendeket minden adatsorból kiszűrjük. Az ennél magasabbrendű polinom-illesztés jóval idő- és memóriakapacitás-igényesebb, és mint Govindan és mtsai. [15] megmutatták - illetve a 2.4. és a 4.15. ábrákon megfigyelhető - közel azonos exponens-értékekre vezettek. Ezért alkalmaztuk - kompromisszumos megoldásként - jelen fejezetben a másodrendű módszert.

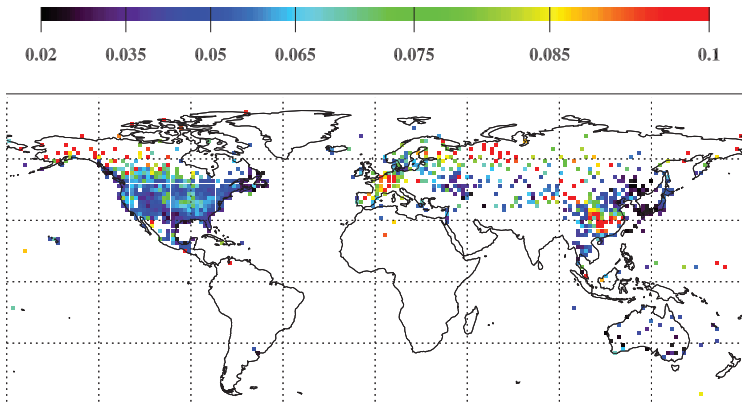
A kapott DFA-exponensek területi eloszlását az 5.4. ábra mutatja, δ értékei - egyetlen kivétellel - minden esetben 0.5 és 1.0 közöttinek adódtak, az exponensek normált hisztogramja az 5.8.a. ábrán látható. Az egyetlen kivétel egy mexikói állomás, Moctezuma (22.75°N, 101.08°W), itt a kapott DFA-exponens 1.0-nál nagyobb ($\delta = 1.03 \pm 0.06$), azonban a mért adatsort megnézve nyilvánvaló, hogy ez a - mexikói állomások esetében - már említett mérési gyakorlat megváltozásának tulajdonítható. További 9 állomás (ebből 3 mexikói) esetében adódott a DFA-exponens értéke 0.9 felettinek. Ezek egyike a 4.5. fejezetben már részletesen tárgyalt Willis Island (Ausztrália, 16.30°S, 149.98°E) adatsora volt. A fennmaradó 5 db (nem mexikói) állomás pedig kivétel nélkül kicsiny sziget, korallzátony, illetve szigeten található öbölben helyezkedik el. Mindössze 26 állomás esetén kaptunk 0.6 alatti exponenst, ebből 7 db Kínában (a Jangce-folyó és a Dél-kínai-hegyvidék között), 11 db Kanadában (Szt. Lőrinc-öböl partvidéke és Új-Skócia), 7 db az Amerikai Egyesült Államokban (elszórtnan, a Nagy-tavaktól délre), és egy Ausztráliában (Esperance, 33.82°S, 121.88°E) található.

Az illesztés hibája 103 esetben haladta meg a 0.1-et, ez is jelzi, hogy bár a DFA-exponensek meghatározása automatikusan - a kapott DFA-görbék szemrevételezése nélkül - történt, a kapott eredmények elegendően megbízhatónak tekinthetők. A 103-ból 2 db állomás esetén nagyobb a fenti módszerrel számított illesztési hiba 0.15-nél, ezek Norman Wells A (Kanada, 65.28°N, 126.80°W) és Kwajalein Missile Range (USA, 8.73°N, 166.27°E).

Az 5.4. ábra a $2^\circ \times 2^\circ$ méretű cellákon belül kiátlagolva mutatja a kapott δ DFA-exponensek értékeinek területi eloszlását. A cellaátlagokat az egész Földre kiátlagolva δ értéke 0.70534-nek adódik, az összes vizsgált állomás exponenseinek átlaga pedig 0.69028. A cellaátlagok átlaga az összes exponens átlagánál magasabb lett, ez nyilvánvalóan abból adódik, hogy az alulreprezentált cellák általában szigetek, vagy ritkán lakott, magashegyi állomások, ahol a DFA-exponens értéke magasabb, mint a kontinentális állomásokra, az eltérés mértéke azonban igen csekély. Az illesztési hibák területi eloszlása az 5.5. ábrán, normált hisztogramja az 5.8.b. ábrán látható.



5.4. ábra. A legalább 8000 nap hosszúságú, maximum 4 napos folytonos hiányokat tartalmazó maximumhőmérsékleti adatsorok DFA2-exponenseinek területi eloszlása. A hiányzó szakaszokat lineáris interpolációval pótoltuk. A 3315 db állomás DFA2-exponenseit a $2^\circ \times 2^\circ$ méretű cellákban átlagoltuk. A 0.6 alatti exponens-értékű cellák színezése megegyezik a $\delta = 0.6$ színezésével, illetve a 0.75 feletti exponens-értékűeké a $\delta = 0.75$ cellák színével.



5.5. ábra. Az 5.4. ábrán látható DFA2-exponensek meghatározásának hibája. A $2^\circ \times 2^\circ$ méretű cellákban (összesen 934 db) átlagoltuk. A 0.02-nél kisebb hibájú cellákat (15 db) fekete, a 0.1-nél nagyobb hibájúakat (57 db) piros színnel tüntettük fel az ábrán.

Mint a 2.2. szakaszban már említettük, Chen és mtsai. [8] megmutatták, hogy a korrelált jelsorozatok skálázását nem befolyásolta, ha véletlenszerűen kivágtak belőle szegmenseket és a megmaradó részeket összefűzték, még akkor sem, ha az adatoknak akár 50%-át is eltávolították.

Ennek felhasználásával, az előbbi exponensekkel való összehasonlításként - és a területi felbontás javításának reményében - elvégeztük azon adatsorok DFA-analízisét is, ahol a mérési adatok összefűzésével létrehozható a legalább 8000 napnyi hosszúságú adatsor, oly módon, hogy a teljes időtartamnak (az adott mérőállomáshoz tartozó legelső és legutolsó adatok közötti időszaknak) legalább 60%-áról van adat, valamint minden adott naptári nap esetében egyenként is a teljes időszakhoz viszonyítva legalább 60%-nyi adat rendelkezésünkre áll. (Utóbbi feltétel az anomáliásor generálásához szükséges napi átlagok kiszámítása szempontjából fontos.)

A fenti feltételeknek az Amerikai Egyesült Államokból 5664 db, Kanadából 1523 db, a világ többi országából pedig 1073 db, azaz összesen 8260 db állomás adata felett meg (az adatbázis 8847 db legalább 8000 napnyi maximumhőmérsékleti értéket tartalmazó adatsorából). A kapott DFA-exponensek területi eloszlását az 5.6. ábra mutatja, a δ értékek histogramja pedig az 5.9.a. ábrán látható. A DFA-exponensek meghatározásának hibáját pedig az 5.7. ábra és az 5.9.b. ábra szemlélteti.

Mint az 5.4. és az 5.6. ábrák alapján látható az exponensek területi eloszlása igen hasonló mintázatot mutat mindkét esetben. (Miközben a kiértékelt adatsorok száma 3315-ről 8260-ra, a cellák száma 934 db-ról 1192 db-ra változott.)

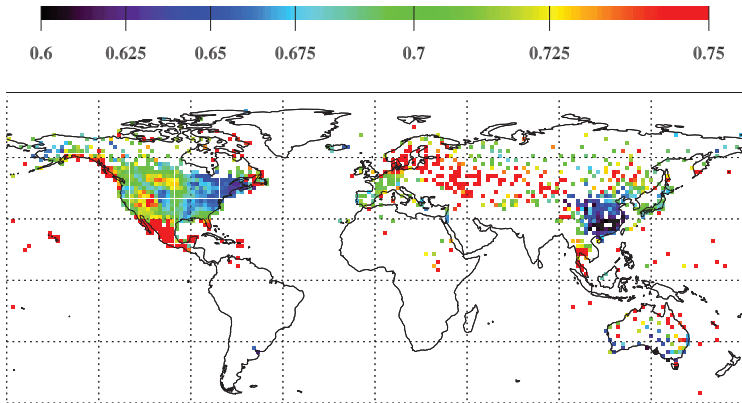
A térképek alapján nyilvánvaló, hogy az átlagostól felfelé ill. lefelé eltérő DFA-exponensű cellák földrajzilag korreláltan helyezkednek el. Az egyes régiókban megfigyelhető eltérő tendenciákra az 5.3. szakaszban még visszatérünk.

A DFA-exponensek histogramja mindkét esetben (l. 5.8.a. és 5.9.a. ábra) a $\delta = 0.68$ érték körül centrált, erősen aszimmetrikus, lecsengésük inkább az exponenciálishoz, mint a Gauss-eloszláshoz áll közelebb. A histogrammok alakja (folytonos eloszlású, keskeny magas görbék) még akár alá is támaszthatná a Koscieln-Bunde és mtsai. [37] által feltételezett univerzalitást, a térképek alapján azonban nyilvánvalónak tűnik, hogy az átlag körüli szórás nem zaj jellegű, hanem földrajzilag korrelált. Megjegyezzük még, hogy a histogrammok alakját nyilvánvalóan befolyásolta az is, hogy a kevésbé sűrű népességű térségekben (a szigeteken és a nagyobb tengerszint feletti magasságú területeken) csekélyebb számban fordulnak elő meteorológiai állomások, mint pl. az USA sűrűn lakott részein. Így a torzítatlan mintavételezés feltétele nem teljesült.

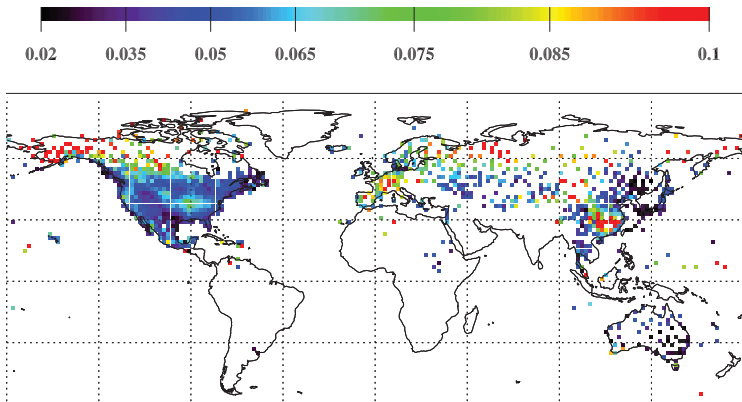
Mint hogy a térképeken csak az exponensek földrajzi szélesség és hosszúság szerinti változását tudjuk bemutatni, a tengerszint feletti magasságtól való esetleges függést viszont nem, az 5.10. ábrán ezt a kapcsolatot ábrázoltuk.

Az 5.6. ábrán megfigyelhető, hogy a nagy tengerszint feletti magassággal rendelkező (hegyi klímájú) területek ill. a síkföldek (alacsony tengerszint feletti magasságú területek) felett a korrelációs exponens finomstruktúrát mutat, azonban mint az 5.10. ábrán is látható nincs észlelhető mintázati befolyás.

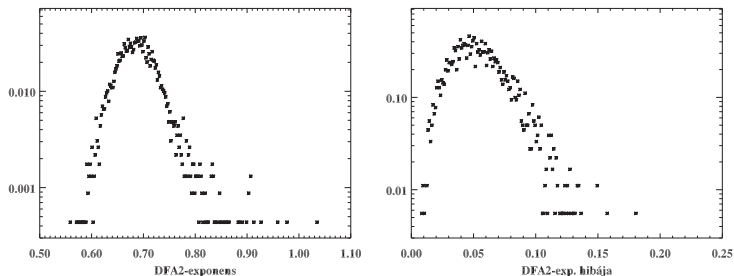
A minimumhőmérsékletek esetében is elvégezve a maximum 4 napos folytonos adathiányok pótlását, az összesen 3336 állomás (az Amerikai Egyesült Államokban 1993 db, Kanadában 600 db, a világ többi országában együttvéve 743 db mérőhely) adatai alapján - a minimum 8000 napnyi hosszúságú sorokra - kapott eredményeket az 5.11. ábra mutatja. Összehasonlítva az 5.4. és az 5.6. ábrával, látható, hogy az exponensek értéke alig tér el a maximumhőmérsékletekre kapottaktól. Az eltérések mértékét és eloszlását külön is bemutatjuk az 5.12. és az 5.13. ábrán. Általánosságban elmondható, hogy az azonos mérőállomás maximum- és minimumhőmérsékleti sorára jellemző DFA2-exponensek különbsége a $[-0.1, 0.1]$ tartományba esik, s így az illesztési hibával azonos nagyságrendű.



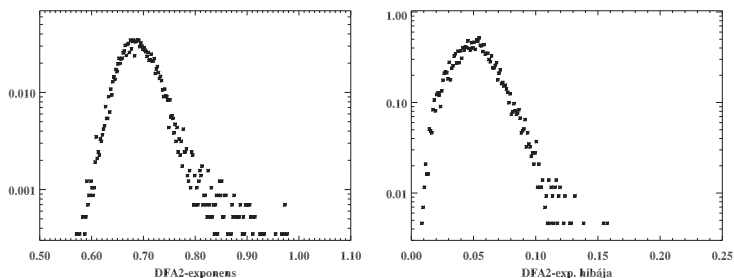
5.6. ábra. A legalább 8000 nap hosszúságú, tetszőleges folytonos hiányokat tartalmazó maximumhőmérsékleti adatsorok DFA2-exponenseinek területi eloszlása. A hiányzó szakaszokat a „kivágás-összefűzés” módszerével (l. 76. oldal) távolítottuk el. A 8260 db állomás DFA2-exponenseit a $2^\circ \times 2^\circ$ méretű cellákban átlagoltuk. A színezés módja azonos az 5.4. ábráéval.



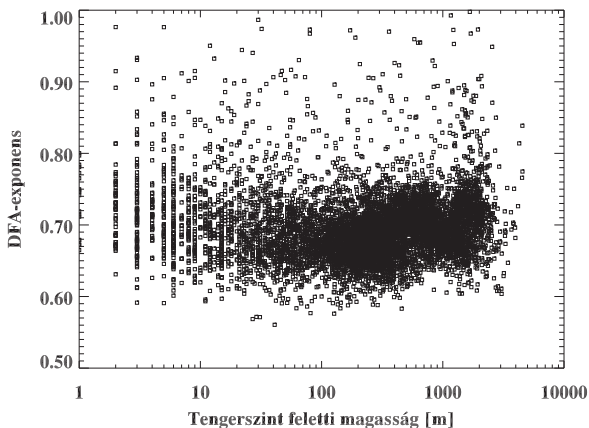
5.7. ábra. Az 5.6. ábrán látható DFA2-exponensek meghatározásának hibája. A $2^\circ \times 2^\circ$ méretű cellákban (összesen 1192 db) átlagoltuk. A 0.02-nél kisebb hibájú cellákat (21 db) fekete, a 0.1-nél nagyobb hibájúakat (58 db) piros színnel tüntettük fel az ábrán.



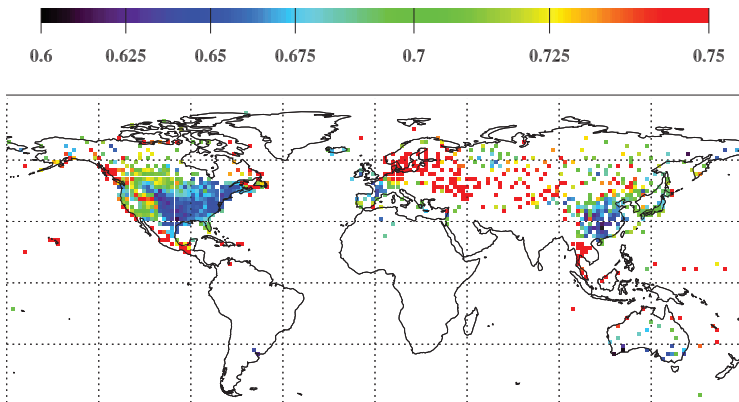
5.8. ábra. Az 5.4. ábrán látható DFA2-exponensek (legalább 8000 nap hosszúságú, maximum 4 napos folytonos hiányokat tartalmazó maximumhőmérsékleti adatsorok, melyekben a hiányzó szakaszokat lineáris interpolációval pótoltuk) és azok hibájának (a területi eloszlást l. az 5.5. ábrán) normált hisztogramja.



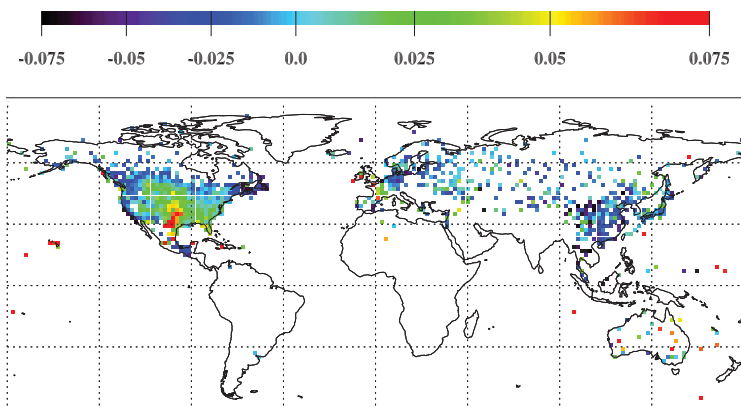
5.9. ábra. Az 5.6. ábrán látható DFA2-exponensek (legalább 8000 nap hosszúságú, tetszőleges folytonos hiányokat tartalmazó maximumhőmérsékleti adatsorok, melyekből a hiányzó szakaszokat a „kivágás-összefűzés” módszerével (l. 76. oldal) távolítottuk el) és azok hibájának (a területi eloszlást l. az 5.7. ábrán) normált hisztogramja.



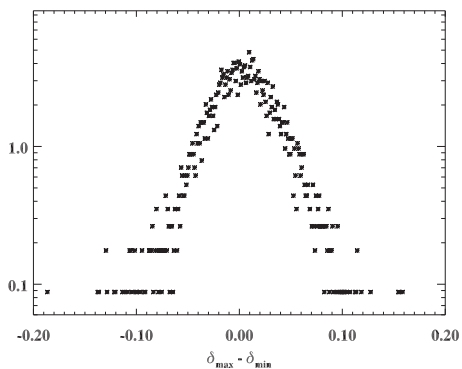
5.10. ábra. Az 5.6. ábrán szereplő mérőállomások DFA2-exponenseinek és tengerszint feletti magasságának korrelációs ábrája.



5.11. ábra. A legalább 8000 nap hosszúságú, maximum 4 napos folytonos hiányokat tartalmazó minimumhőmérsékleti adatsorok DFA2-exponenseinek területi eloszlása. A hiányzó szakaszokat lineáris interpolációval pótoltuk. A 3336 db állomás DFA2-exponenseit a $2^\circ \times 2^\circ$ méretű cellákban átlagoltuk. A színezés módja azonos az 5.4. és az 5.6. ábráéval.



5.12. ábra. Az ugyanazon mérőállomásra vonatkozó maximumhőmérsékleti és minimumhőmérsékleti sorok DFA2-exponensének különbsége. Összesen 2980 db állomás adatai alapján, a $2^\circ \times 2^\circ$ méretű cellákban átlagoltunk.



5.13. ábra. Az ugyanazon mérőállomásra vonatkozó maximumhőmérsékletek és minimumhőmérsékletek DFA2-exponensei különbségének normált histogramja.

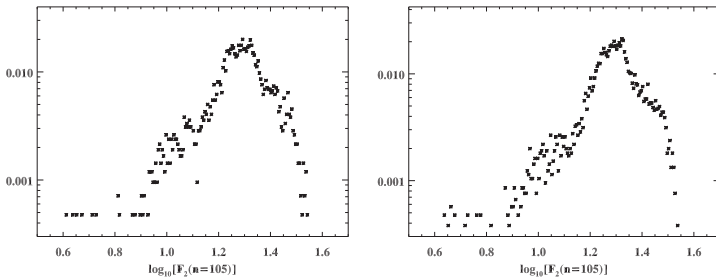
5.2. A fluktuációk szórásának földrajzi eloszlása

Ábrázoltuk a két különböző módszerrel kapott, legalább 8000 napnyi hosszúságú maximumhőmérsékleti anomáliasorok $n = 105$ nap szegmenshosszhoz tartozó átlagos szórásának logaritmusát $\log_{10}[F_2(n = 105)]$ -et (l. (2.6) egyenlet). A normált hisztogrammok az 5.14.a. és az 5.14.b. ábrán láthatóak, a területi eloszlást az 5.15. és az 5.16. ábra mutatja.

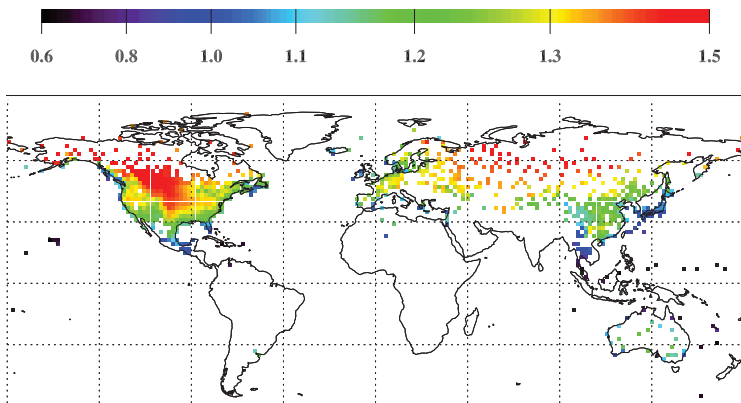
Összevetve a térképeket, jól látható, hogy a megjelenő mintázat gyakorlatilag azonos. A fluktuációk szórása az óceáni partvidékektől a kontinensek belseje felé növekvő tendenciát mutat (a nagy víztömegek magas hőkapacitása révén az óceánok közelsége tompítja a hőmérsékleti fluktuációkat). Másrészről pedig az Egyenlítőtől a sarkkörök felé haladva is növekszik a szórás (hasonlóképpen ahhoz, mint az 5.3. ábrán az évi hőingás mértéke).

A DFA-exponensekre tapasztaltakon túl a fluktuációk szórásának térképein látható azonos mintázat, valamint a normált hisztogrammok alakjának hasonlósága a két különböző eljárás (az egyenként maximum 4 napnyi hosszúságú hiányzó szakaszok lineáris interpolációja, valamint a tetszőleges folytonos hiányokat tartalmazó adatsorok „kivágás-összefűzés”-e) konzisztenciájának további bizonyítéka.

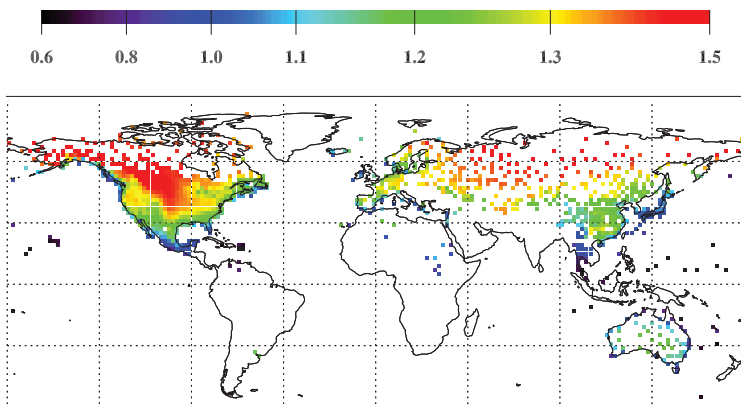
Ellenőriztük, vajon van-e valamilyen összefüggés a fluktuációk mértéke és az adott mérőállomás DFA2-exponense (5.17. ábra), illetve az azonos mérőállomás maximum- és minimumhőmérsékleti soraihoz tartozó DFA2-exponensek eltérése között (5.18. ábra), azonban a korrelációs analízis nem mutatott felismerhető kapcsolatot.



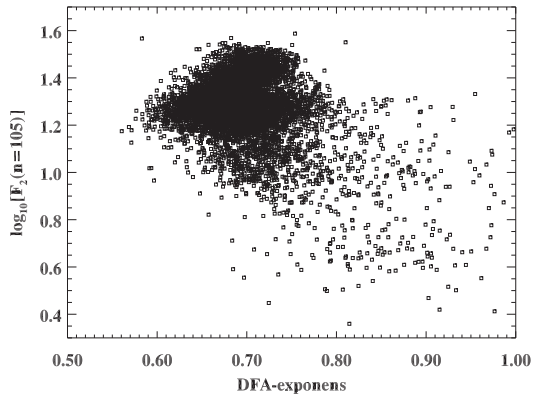
5.14. ábra. (a) A legalább 8000 nap hosszúságú, maximum 4 napos folytonos hiányokat tartalmazó maximumhőmérsékleti adatsorok (melyekben a hiányzó szakaszokat lineáris interpolációval pótoltuk) $n = 105$ naphoz tartozó átlagos szórása logaritmusának normált hisztogramja. (b) A legalább 8000 nap hosszúságú, tetszőleges folytonos hiányokat tartalmazó maximumhőmérsékleti adatsorok (melyekből a hiányzó szakaszokat a „kivágás-összefűzés” módszerével (l. 76. oldal) távolítottuk el) $n = 105$ naphoz tartozó átlagos szórása logaritmusának normált hisztogramja.



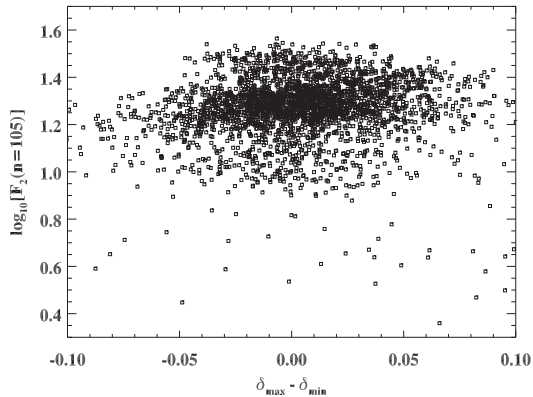
5.15. ábra. A legalább 8000 nap hosszúságú, maximum 4 napos folytonos hiányokat tartalmazó maximumhőmérsékleti adatsorok (melyekben a hiányzó szakaszokat lineáris interpolációval pótoltuk) $n = 105$ naphoz tartozó átlagos szórása logaritmusának földrajzi eloszlása. Összesen 3315 db állomás adatai alapján, a $2^\circ \times 2^\circ$ méretű cellákban átlagoltunk.



5.16. ábra. A legalább 8000 nap hosszúságú, tetszőleges folytonos hiányokat tartalmazó maximumhőmérsékleti adatsorok (melyekből a hiányzó szakaszokat a „kivágás-összefűzés” módszerével (l. 76. oldal) távolítottuk el) $n = 105$ naphoz tartozó átlagos szórása logaritmusának földrajzi eloszlása. Összesen 8260 db állomás adatai alapján, a $2^\circ \times 2^\circ$ méretű cellákban átlagoltunk.



5.17. ábra. A napi maximumhőmérsékleti anomáliások fluktuációinak $n = 105$ nap ablakméretéhez tartozó átlagos szórásának logaritmusa $\log_{10}[F_2(n = 105)]$ (l. (2.6) egyenlet) a DFA 2-exponens függvényében az 5.6. ábrán szereplő mérőállomásokra.



5.18. ábra. A napi maximumhőmérsékleti anomáliások fluktuációinak $n = 105$ nap ablakméretéhez tartozó átlagos szórásának logaritmusa $\log_{10}[F_2(n = 105)]$ (l. (2.6) egyenlet) a mérőállomás maximum- ill. minimumhőmérsékleti sorához tartozó DFA 2-exponensek különbségének függvényében.

5.3. Regionális elemzés

Az 5.6. ábrán látható globális térkép alapján nyilvánvaló, hogy a DFA-exponensekre globálisan olyan egyszerű tendencia nem érvényesül, mint Ausztrália esetében a földrajzi szélességtől való függés. Általánosságban megfigyelhető, hogy mindkét óceáni medence nyugati partvidékénél jelentős kék (alacsony exponensű) tartományok találhatók, amik arra utalnak, hogy a korrelációk itt gyengébbek, mint az ettől nyugatabbra fekvő kontinentális területeken. A földrajzi függés jobb felbontásához érdemes a különböző régiókat kinagyítani.

Elsőként tekintsük ismét Ausztráliát - bár a mérőállomások a két különböző (az automatizáltan illetve a 4. fejezetben bemutatott, mérőállomásonként vizsgált) adatbázisban némileg eltérnek -, hiszen így az automatizált eljárás további konzisztencia-ellenőrzésére is mód nyílik. (A könnyebb összehasonlíthatóság kedvéért a 4.4. ábrát 5.19. számmal megismételtük.) Jól megfigyelhető az új, 5.20. ábrán is a földrajzi szélesség szerinti sávos mintázat, valamint a szigeteken levő mérőhelyek exponenseinek szisztematikusan magasabb értéke.

Dél-kelet-Ázsia és Japán vonatkozásában azonban már (5.21. ábra) az exponensek eloszlása nem hasonlít az Ausztráliánál tapasztalt mintázatra. Nem igaz, hogy az Egyenlítőtől való távolság itt döntő lenne, hiszen pl. Japánnal azonos szélességi körön az ázsiai kontinensnek egy lényegesen gyengébb korreláltságot mutató tartománya található. Ezen jellemzően alacsony exponensű terület elhelyezkedése alapján felmerülhet akár az is, hogy esetleg az El Niño Déli Oszciláció egy távoli hatásának tulajdonítható a hőmérsékleti fluktuációk korreláltságának ilymértvű csökkenése dél-kelet-kínában. Az 5.22. ábra⁴ egy tipikus El Niño esemény alatt mérhető tengerhőmérséklet-anómália eloszlást mutatja. Látható, hogy míg a Japánt alkotó szigetek tartománya éppen a meleg fázisban van, addig Kína partjai előtt egy hideg fázisban levő zóna húzódik. Az is elképzelhető azonban - mivel a Kuroshio-áramlás Japán partjai mentén halad -, hogy a Japánban megfigyelt szisztematikusan magasabb exponens értékek ezen óceáni áramlat stabilizáló hatásának köszönhetőek.

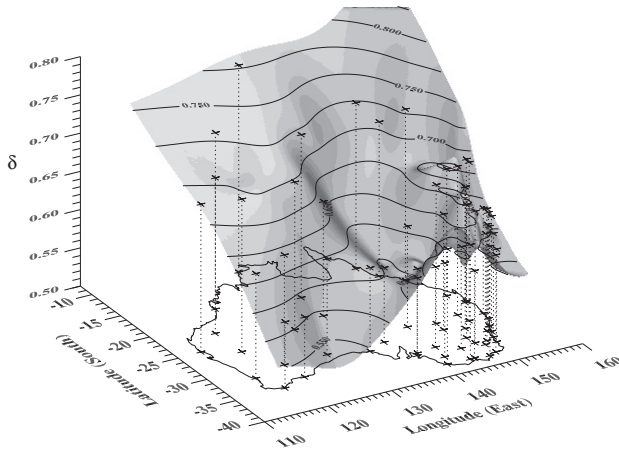
Az észak-amerikai kontinensen a térbeli felbontás lehetővé teszi annak vizsgálatát, hogy a szomszédos cellák egymáshoz közeli exponens-értéke nemcsak a cellán belüli átlagolás mellékhatásaként keletkezik. A szokásos $2^\circ \times 2^\circ$ méretű cellák helyett (5.23. ábra) az 5.24. térképen $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ felbontásban mutatjuk be a területet. A globális mintázatok teljes mértékben meggyeznek, így véleményünk szerint elfogadhatóak statisztikusan szignifikáns eredmények.

Az 5.25. térkép azt illusztrálja, hogy a korreláltság mértékét az egyéb egyszerű statisztikai mennyiségek (pl. a fluktuációk varianciájának) eloszlása nem határozzák meg. Jól megfigyelhető azonban ezen az ábrán hogy a fluktuációk szórása az óceánok közelében a legalacsonyabb és a szárazföld belsejében ennél jóval magasabb értékeket vehet fel. Látható továbbá az is, hogy amint az Egyenlítőtől távolodunk és az évi hőingás mértéke növekszik (l. 5.3. ábra), a fluktuációk is egyre jobban szórni kezdenek.

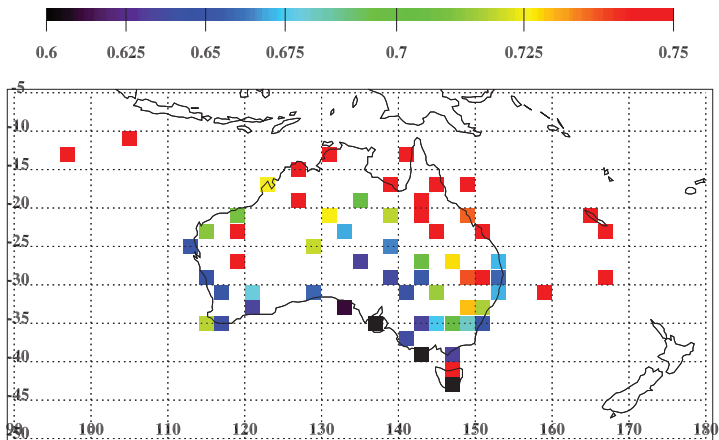
Az eurázsiai kontinens esetében (5.26. ábra) a többi térképtől eltérő színkódolást alkalmaztunk amiatt, hogy megpróbáljuk láthatóvá tenni a finomabb részleteket is. A legfigyelemre-méltóbb, amit láthatunk ezen az ábrán, egy cáfolata a Fraedrich-Blender-hipotézisnek, mely szerint az exponensek értéke a kontinensek belsejében jellemzően 0.5 körüli érték. Sajnos ezen a hatalmas területen a térbeli felbontás olyan alacsony, hogy ennél részletesebb következtetések ebből az adatbázisból nem vonhatóak le.

Átfogó klimatikus magyarázatot a térképekre ezidáig nem találtunk, de valószínű, hogy ez csak a globális nagy légkörmODELLEK bevetésével lesz majd lehetséges.

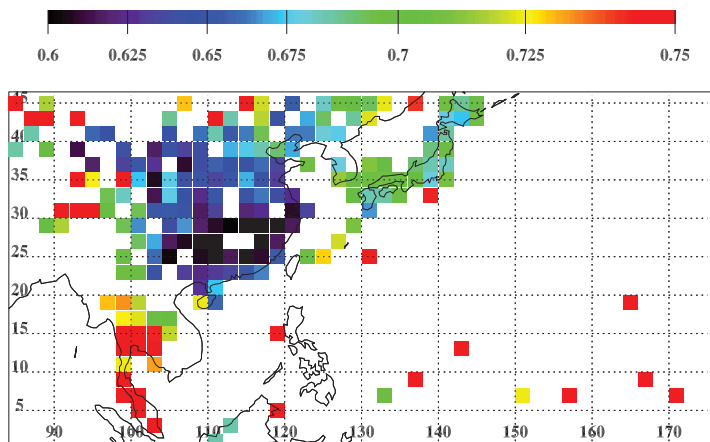
⁴Forrás: <http://www.tau.ac.il/Research-Authority/trends/elnino.html>



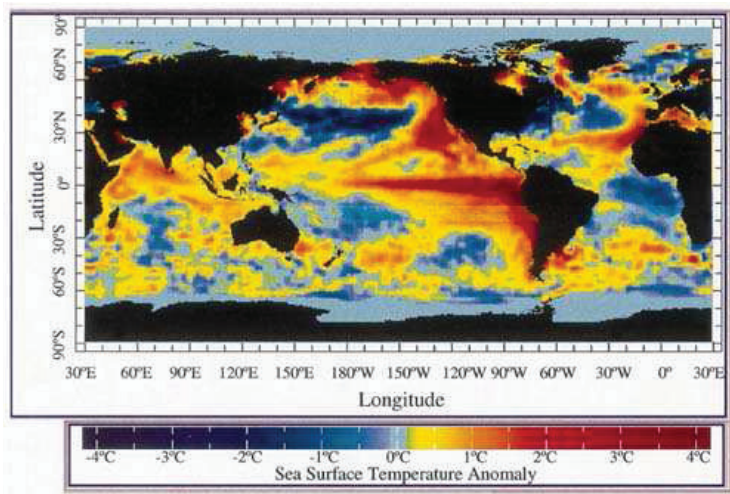
5.19. ábra. A napi középhőmérsékleti sorokra kapott δ DFA1-exponens értéke az ausztráliai kontinentális állomásokra, a földrajzi hely függvényében. (Ugyanaz, mint a 4.4. ábra, a következő térképpel való könnyebb összehasonlítás miatt megismételve.)



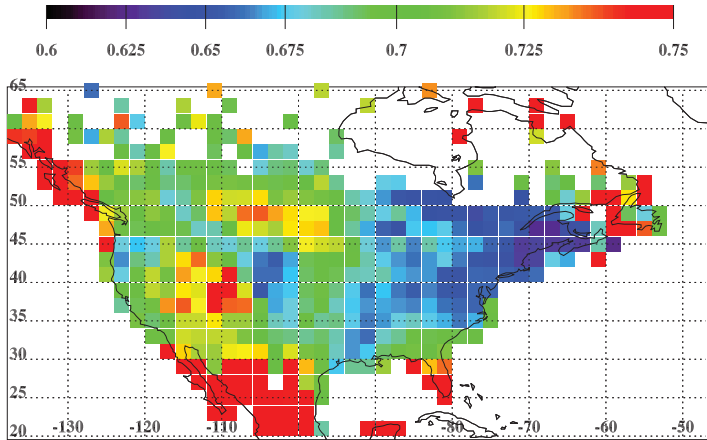
5.20. ábra. Ausztrália és környéke. A napi maximumhőmérsékleti sorokra kapott DFA2-exponensek területi eloszlása. Az 5.6. ábra $5^{\circ}S$ - $50^{\circ}S$ szélességi és $90^{\circ}E$ - $180^{\circ}E$ hosszúsági körök közé eső tartományának nagyítása ($2^{\circ} \times 2^{\circ}$ méretű cellák).



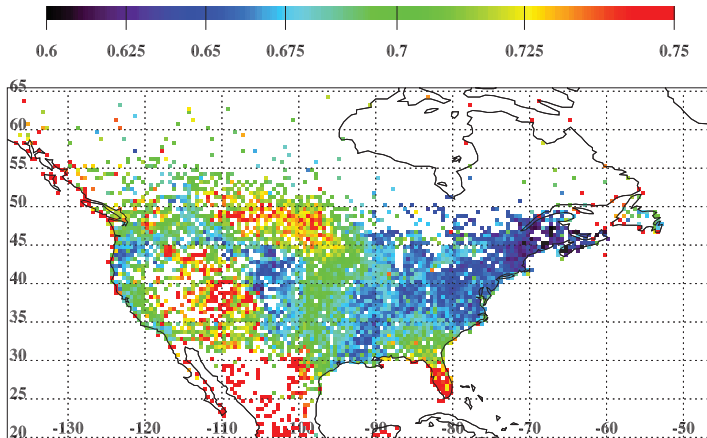
5.21. ábra. Japán és Dél-Kelet Ázsia. A napi maximumhőmérsékleti sorokra kapott DFA2-exponensek területi eloszlása. Az 5.6. ábra $1^\circ N - 46^\circ N$ szélességi és $85^\circ E - 175^\circ E$ hosszúsági körök közé eső tartományának nagyítása ($2^\circ \times 2^\circ$ méretű cellák).



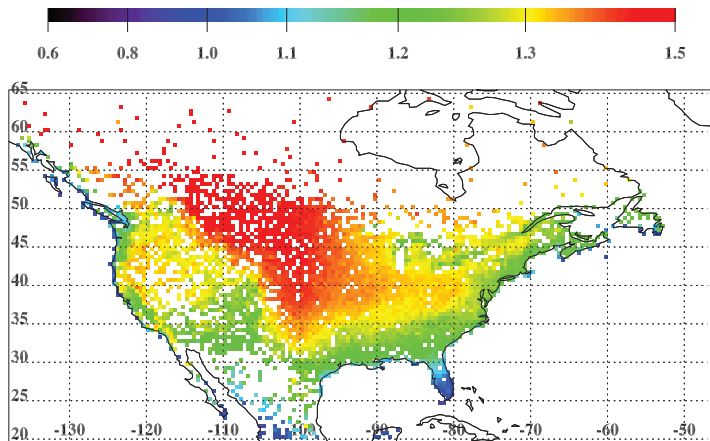
5.22. ábra. Tipikus El Niño esemény alatt mérhető tengerfelszíni hőmérséklet-anomália eloszlás.



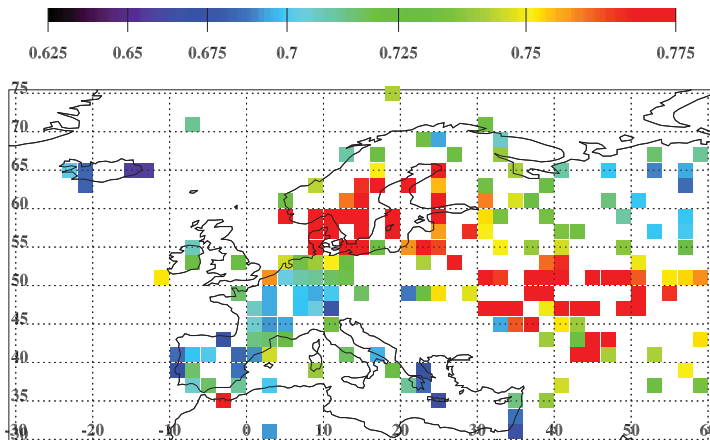
5.23. ábra. USA és Kanada. A napi maximumhőmérsékleti sorokra kapott DFA2-exponensek területi eloszlása. Az 5.6. ábra 20°N - 65°N szélességi és 47°W - 137°W hosszúsági körök közé eső tartományának nagytája ($2^{\circ} \times 2^{\circ}$ méretű cellák).



5.24. ábra. Ugyanaz, mint az 5.23. ábrán, $0.5^{\circ} \times 0.5^{\circ}$ méretű cellák.



5.25. ábra. USA és Kanada. A napi maximumhőmérsékleti adatsorok $n = 105$ naphoz tartozó átlagos szórása logaritmusának területi eloszlása. Az 5.16. ábra $20^\circ N - 65^\circ N$ szélességi és $47^\circ W - 137^\circ W$ hosszúsági körök közé eső tartományának nagyítása ($0.5^\circ \times 0.5^\circ$ méretű cellák).



5.26. ábra. Európa és Nyugat-Ázsia. A napi maximumhőmérsékleti sorokra kapott DFA2-exponensek területi eloszlása. Az 5.6. ábra $30^\circ N - 75^\circ N$ szélességi és $30^\circ W - 60^\circ E$ hosszúsági körök közé eső tartományának nagyítása ($2^\circ \times 2^\circ$ méretű cellák). A részletek jobb láthatósága érdekében itt a többi ábrától eltérő színekkel színeztem!

Összefoglalásképpen az 5. fejezetben a következő eredményeket emelnénk ki:

- (1) Automatikus eljárás segítségével elkészült egy az egész világra kiterjedő, több ezer mérő-állomás adatait tartalmazó adatbázis elemzése.
- (2) Az ausztrál adatokra vonatkozó korábbi vizsgálatokkal való összevetés azt mutatja, hogy a kapott eredmények konzisztensek egymással, így feltételezhető, hogy az automatikusan végzett analízis a világ többi részére is hihető eredményeket szolgáltat.
- (3) A napi maximumhőmérsékleti és minimumhőmérsékleti sorok esetében a kapott DFA2-exponensek földrajzi eloszlása lényegében azonos.
- (4) A több mint 8000 állomás adatai alapján szinte biztosan kijelenthető, hogy az univerzális hipotézis nem tartható. Erre nem önmagában az exponensek numerikus értékeinek szórásából lehet következtetni (csaknem minden állomásra az exponens értéke a 0.6-0.85 közötti tartományon belül található), hanem sokkal inkább abból a megfigyelésből, hogy a globális átlagértéknél alacsonyabb ill. magasabb exponensek földrajzilag erősen korreláltnak helyezkednek el.
- (5) Az Ausztrália esetében észlelt észak-déli eloszlási mintázat (az Egyenlítőtől való távolság növekedtével az exponens értékének csökkenő tendenciája) globálisan nem jellemző. Átfogó klimatológiai magyarázatot ezidáig nem sikerült találni a megfigyelt eloszlásokra.

6. fejezet

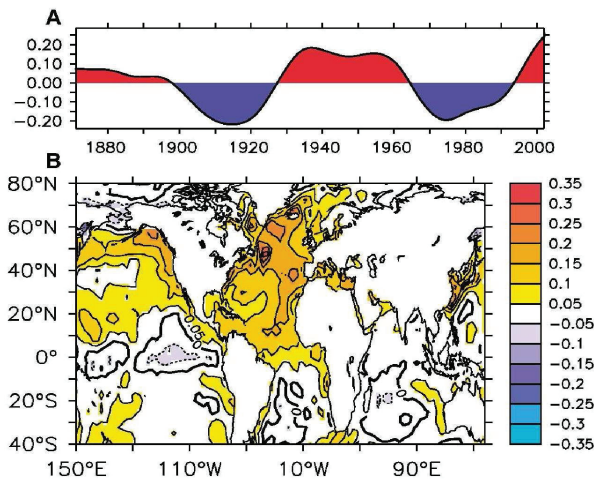
A korrelációk lehetséges eredetéről

Felmerül a kérdés, vajon mi lehet az oka, hogy a hőmérsékleti fluktuációkban ilyen hosszútávú időbeli korrelációk léteznek? Kézenfekvő olyan folyamatokat szemügyre venni, melyek karakterisztikus ideje lényegesen meghaladja az atmoszférában szokásos mozgásformáikét. Az egyik lehetőséget az óceáni áramlatok ill. a globális óceáni vízkörzés hosszú karakterisztikus ideje nyújtja. Az utóbbi időben szaporodnak azok a bizonyítékok, melyek arra utalnak, hogy az óceáni folyamatok döntő mértékben határozzák meg a légkör viselkedését hosszú évtizedeken keresztül. A közvetlen bizonyítékokra egy jó példa Sutton és Hodson [68] friss közleménye, mely az Atlanti-óceán vízfelszín hőmérsékletének és az amerikai kontinens északnyugati részét valamint Európát egyformán sújtó anomális nyári hóhullámok összefüggését vizsgálja. Lényeges eredményük, hogy nemcsak a tengervíz felszíni hőmérséklete és a nyári klimatikus viszonyok korrelációját állapították meg, hanem sikerült ok-okozati összefüggést is igazolniuk.

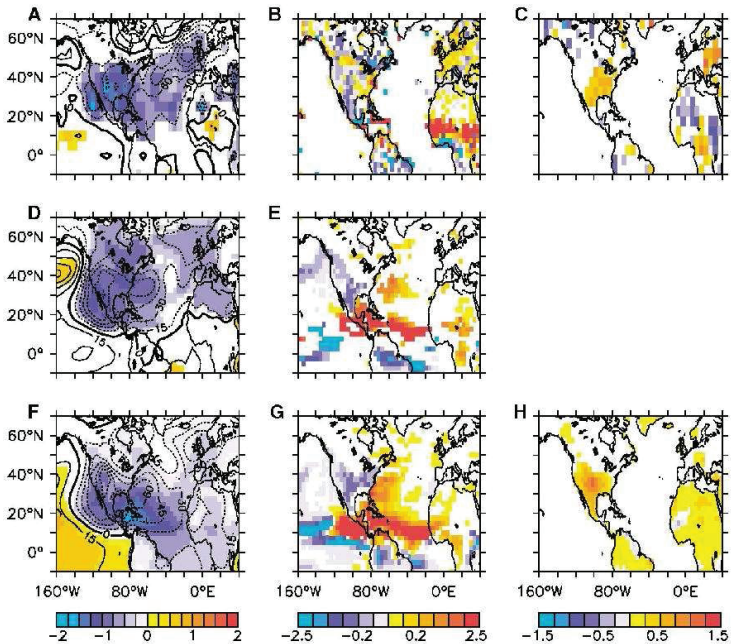
Az általuk vizsgált alapmennyiség a tenger vízfelszín hőmérséklete átlagolva a 0°N - 60°N és 75°W - 7.5°W közötti tartományra. Ennek az éves térbeli átlagértéknek a hosszúidejű átlagtól való eltéréseit mutatja a 6.1.A ábra. Az ennek megfelelő térbeli mintázat a 6.1.B ábrán látható. Jól megfigyelhető a 6.1.B ábrán, hogy az oszcilláló időfejlődést (6.1.A ábra) az Atlanti-óceán teljes területe követi, a 6.1.A ábra éves átlagértékei és az egy adott földrajzi helyen mérhető éves átlagok helyről-helyre különböző mértékben, de azonos előjellel korreláltak.

Egy egyszerű statisztikus szignifikancia-teszt azt az eredményt adta, hogy a 6.2.A-6.2.C ábrán látható anomáliák nem valószínű, hogy az atmoszféra belső fluktuációjából adódnak. Az ok-okozati kapcsolat felderítéséhez kiterjedt numerikus szimulációkat végeztek egy globális klímamoddell (HadAM3), melynek peremfeltételeként egyrészt a mért tengerfelszín hőmérséklet anomáliákat, illetve egy idealizált, az Atlanti-óceán területén azonos amplitudójú AMO-mintázatot használtak. Az összegző eredmények a 6.2. ábrán láthatóak. A tengerszinten mérhető nyomás, a csapadéelosztás és a felszíni hőmérséklet földrajzi eloszlása a mérési eredményekkel nagyon jó egyezést mutat. Az eredmények alapján a kontinentális klímának a változásai a következő néhány évtizedre előrejelezhetőek. Feltételezve az AMO (\equiv Atlantic Multidecadal Oscillation) 65-80 éves periódus-hosszát, a 6.1.A ábrán látható, hogy jelenleg egy meleg szakasz kezdetén vagyunk. Ez a következő egy-két évtizedre gyakori nyári hóhullámok és komoly szárazságok nagyobb valószínűséggel történő előfordulását jelentheti.

Még ha esetleg ez a jóslás hibásnak is bizonyul (Sutton és Hodson [68] pl. a szimulációknál nem vették figyelembe az antropogén hatásokat), az eredmények meggyőzően demonstrálják a légköri anomáliák lassú óceáni változások hatására bekövetkező hosszútávú korreláltságot.



6.1. ábra. Sutton és Hodson [68] eredménye az atlanti-óceáni medence lassú hőmérsékleti oszcillációjának és a tengervíz felszín hőmérséklet anomáliáinak összefüggéséről. Az (A) ábra az AMO (Atlantic Multidecadal Oscillation) index Celsius-fokban kifejezett értéke 1871 és 2003 között. A (B) ábra az SST (sea surface temperature) ingadozások AMO indexszel összefüggésbe hozott mintázata.

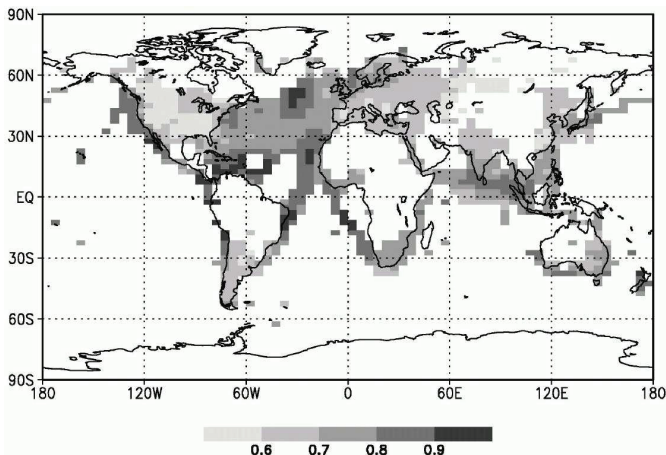


6.2. ábra. Sutton és Houston [68] eredményei: Az AMO hatása az északi féltekén nyári időszakának (június-július-augusztus) kontinentális klímájára. A térképeken az 1931-1960-ig terjedő meleg AMO-periódus és az ezt követő 1961-1990 közötti hideg AMO-periódus átlagos különbségei láthatóak. (A) a tengerszinten mérhető nyomás (mértékegység Pa, a kontúrok közötti különbség 30 Pa, az árnyékolás a jel-per-azj viszonyít mutatója), (B) csapadékmennyiség, mm/nap egységekben, (C) felszíni levegőhőmérséklet ($^{\circ}\text{C}$). (D) és (E) Mint a (A) és (B), az SST-adatokkal hajtott HadAM3 globális numerikus modell számolási eredménye a (D) ábrán a kontúrok távolsága 15 Pa). (F)-(H) Ugyanazok a mennyiségek, mint (A)-(C), hasonló szimuláció, mint (D)-(E), csak a peremfeltétel nem az empirikus adatokon, hanem egy idealizált AMO oszcillációs modellen alapult.

Egy hasonló indirekt bizonyíték adódott a Fraedrich és Blender [12] által végzett szimulációkból is. Tanulmányukban 1000 éves időtartamra végzett szimulációk és 100 évnyi hosszúságú mért adatsorok korrelációs tulajdonságait vetették egybe. A mért adatok az 1856 utáni időszakból származó havi szárazföldi felszínközeli hőmérsékleti és tengerfelszín hőmérsékleti idősorok voltak, melyeket $5^\circ \times 5^\circ$ méretű rácsra interpoláltak. (Az 1900 utáni időszakban 10%-nál több hiányt tartalmazó adatsorokat az analízisből kizárták.) Az exponensek meghatározását az 1-15 éves időtartamoknak megfelelő szakaszon, automatikus eljárással végezték - a mért adatok esetében másodrendű, a szimulált adatokra elsőrendű detrendált fluktuációanalízist alkalmaztak. A szimulációk során az atmoszférában található üvegházgázok összetételének állandóságát feltételező forgatókönyvet használtak. Generált adatsorok háromféle módon készültek: az ECHAM4/HOPE csatolt atmoszféra-óceán modellel, az ECHAM4 atmoszféramodell egy ML (mixed-layer) modellel csatolva, illetve szintén az ECHAM4 modell felhasználásával oly módon, hogy az óceánt SST-adatokkal (annak csak az éves ciklusát figyelembe véve) helyettesítették.

A mért adatok analízise a partmenti területeken 0.65-ös, a kontinensek belsejében pedig 0.5-ös exponens-értékre vezetett, valamint magasabb ($\delta > 0.9$) értékeket találtak az atlanti-óceán egyes északi és trópusi régióiban (6.3. ábra). Az 1000 éves időtartamra vonatkozó modellfuttatási eredmények az ECHAM4/HOPE csatolt modellel alátámasztották ezt a földrajzi eloszlást. Az ECHAM4 az ML óceán-moddellel együtt képes volt reprodukálni a perzisztenciát az 1-15 éves időtartamokra, azonban a hosszabb időskálákon a memória eltűnt, az exponens 0.5-té vált. Az ECHAM4 modellel az SST adatokkal hajtva egyáltalán nem tapasztaltak memóriát a folyamatokban.

Mivel kizárólag az óceánokat is megfelelően reprezentáló csatolt modell volt képes a korrelációs tulajdonságok reprodukálására, ez arra utal, hogy a korrelációk eredete az óceáni folyamatok dinamikájával is összefüggésben lehet.



6.3. ábra. Fraedrich és Blender [12] térképe a havi átlaghőmérsékleti anomáliák DFA2-exponenseinek földrajzi eloszlásáról. Az illesztést a 365-5475 napos időtartamoknak megfelelő szakaszon automatikus eljárással végezték, az $5^\circ \times 5^\circ$ méretű rácsra interpolált adatokon. Az 1900 utáni időszakban 10%-nál több hiányt tartalmazó adatsorokat az analízisből kizárták.

Köszönetnyilvánítás

Mindenekelőtt szeretnék köszönetet mondani témavezetőmnek, Jánosi Imrének. Köszönöm a munkám során nyújtott sok-sok segítségét, hasznos tanácsait és türelmét.

Köszönettel tartozom továbbá tanáraimnak, különösen Cserepes Lászlónak, Dávid Gyulának és Tél Tamásnak, mindazért, amit Tőlük tanulhattam.

Szeretném megköszönni az ELTE TTK Komplex Rendszerek Fizikája Tanszékének, hogy munkám végzésére lehetőséget és kellemes környezetet biztosított.

Hálás vagyok Bencze Zsoltnak a számítástechnikai háttér biztosításáért, valamint szüleimnek, kollégáimnak és barátaimnak a támogatásért és biztatásért, ami nélkül ez a dolgozat nem készülhetett volna el.

Irodalomjegyzék

- [1] Allan, R. J., Nicholls, N., Jones, P. D. and Butterworth, I. J. (1991) A further extension of the Tahiti-Darwin SOI, Early ENSO events and Darwin pressure. *J. Climate*, **4**: 743-749.
- [2] Arneodo, A., Bacry, E., Graves, P. V. and Muzy, J. F. (1995) Characterizing long-range correlations in DNA sequences from wavelet analysis. *Phys. Rev. Lett.*, **74**: 3293-3296.
- [3] Ashkenazy, Y., Ivanov, P. Ch., Havlin, S., Peng, C.-K., Goldberger, A. L. and Stanley, H. E. (2001) Magnitude and sign correlations in heartbeat fluctuations. *Phys. Rev. Lett.*, **86**: 1900-1903.
- [4] Ausloos, M. and Ivanova, K. (2001) Power-law correlations in the southern-oscillation-index fluctuations characterizing El Niño. *Phys. Rev. E*, **63**: 047201.
- [5] Bras, R. L. and Rodriguez-Itube, I. (1985) *Random Functions and Hydrology*. Addison-Wesley, Reading, Massachusetts.
- [6] Buldyrev, S. V., Goldberger, A. L., Havlin, S., Mantegna, R. N., Matsu, M. E., Peng, C.-K., Simons, M. and Stanley, H. E. (1995) Long-range correlation properties of coding and noncoding DNA sequences: GenBank analysis. *Phys. Rev. E*, **51**: 5084-5091.
- [7] Bunde, A., Havlin, S., Kantelhardt, J. W., Penzel, T., Peter, J.-H. and Voigt, K. (2000) Correlated and uncorrelated regions in heart-rate fluctuations during sleep. *Phys. Rev. Lett.*, **85**: 3736-3739.
- [8] Chen, Z., Ivanov, P. C., Hu, K. and Stanley, H. E. (2002) Effect of nonstationarities on detrended fluctuation analysis. *Phys. Rev. E*, **65**: 041107.
- [9] Easterling, D. R., Horton, B., Jones, P. D., Peterson, T. C., Karl, T. R., Parker, D. E., Salinger, M. J., Razuvayev, V., Plummer, N., Jamason, P. and Folland, C. K. (1997) Maximum and minimum temperature trends for the globe. *Science*, **277**: 364-367.
- [10] Eichner, J. F., Koscielny-Bunde, E., Bunde, A., Havlin, S. and Schellnhuber, H.-J. (2003) Power-law persistence and trends in the atmosphere: A detailed study of long temperature records. *Phys. Rev. E*, **68**: 046133.
- [11] EPICA community members (2004) Eight glacial cycles from an Antarctic ice core. *Nature*, **429**: 623-628.
- [12] Fraedrich, K. and Blender, R. (2003) Scaling of atmosphere and ocean temperature correlations in observations and climate models. *Phys. Rev. Lett.*, **90**: 108501.
- [13] Frich, P., Alexander, L. V., Della-Marta, P., Gleason, B., Haylock, M., Klein Tank, A. M. G. and Peterson, T. (2002) Observed coherent changes in climatic extremes during the second half of the twentieth century. *Clim. Res.*, **19**: 193-212.
- [14] Govindan, R. B., Vjushin, D., Brenner, S., Bunde, A., Havlin, S. and Schellnhuber, H. J. (2001) Long-range correlations and trends in global climate models: Comparison with real data. *Physica (Amsterdam) A*, **294**: 239-248.

- [15] Govindan, R. B., Vyushin, D., Bunde, A., Brenner, S., Havlin, S. and Schellnhuber, H. J. (2002) Global climate models violate scaling of the observed atmospheric variability. *Phys. Rev. Lett.*, **89**: 028501.
- [16] Grassl, H. (2000) Status and Improvement of Coupled General Circulation Models. *Science*, **288**: 1991-1997.
- [17] Havlin, S., Buldyrev, S. V., Bunde, A., Goldberger, A. L., Ivanov, P. Ch., Peng, C.-K. and Stanley, H. E. (1999) Scaling in nature: from DNA through heartbeats to weather. *Physica A*, **273**: 46-69.
- [18] Heneghan, C. and McDarby, G. (2000) Establishing the relation between detrended fluctuation analysis and power spectral density analysis for stochastic processes. *Phys. Rev. E*, **62**: 6103-6110.
- [19] Hevesi, L., János, I. M. and Király, A. (2004) Circuit model of the atmospheric response function. In: Gallas, J. A. C., Bezzeghoud, M., Lind, P. G. and Corte, J. (Eds.) *Proceedings of the 2004 Workshop on Nonlinear Dynamics of Electronic Systems*. Centro de Geofísica de Evora, Evora, pp. 174-177.
- [20] Houghton, J. T., Ding, Y., Griggs, D. J., Noguer, M., van der Linden, P. J., Dai, X., Maskell, K. and Johnson, C. A. (Eds.) (2001) *Climate Change 2001: The Scientific Basis*. Cambridge University Press, Cambridge.
- [21] Hu, K., Ivanov, P. C., Chen, Z., Carpena, P. and Stanley, H. E. (2001) Effect of trends on detrended fluctuation analysis. *Phys. Rev. E*, **64**: 011114.
- [22] Hurst, H. E. (1951) Long-term storage capacity of reservoirs. *Trans. Am. Soc. Civil Engrs.*, **116**: 770-808.
- [23] Hurst, H. E., Black, R. P. and Simaika, Y. M. (1965) *Long-Term Storage: An Experimental Study*. Constable, London.
- [24] Ivanov, P. Ch., Rosenblum, M. G., Peng, C.-K., Mietus, J. E., Havlin, S., Stanley, H. E. and Goldberger, A. L. (1996) Scaling behaviour of heartbeat intervals obtained by wavelet-based time-series analysis. *Nature*, **383**: 323-327.
- [25] Ivanov, P. Ch., Rosenblum, M. G., Peng, C.-K., Mietus, J. E., Havlin, S., Stanley, H. E. and Goldberger, A. L. (1998) Scaling and universality in heart rate variability distributions. *Physica A*, **249**: 587-593.
- [26] János, I. M. and Gallas, J. A. C. (1999) Growth of companies and water-level fluctuations of the river Danube. *Physica A*, **271**: 448-457.
- [27] János, I. M., Janecskó, B. and Kondor, I. (1999) Statistical analysis of 5s index data of the Budapest Stock Exchange. *Physica A*, **269**: 111-124.
- [28] János, I. M. and Vattay, G. (1992) Soft turbulent state of the atmospheric boundary layer. *Phys. Rev. A*, **46**: 6386-6389.
- [29] Jones, D. A. (1999) Characteristics of Australian land surface temperature variability. *Theor. Appl. Climat.*, **63**: 11-31.
- [30] Kantelhardt, J. W., Koscielny-Bunde, E., Rego, H. H. A., Havlin, S. and Bunde, A. (2001) Detecting long-range correlations with detrended fluctuation analysis. *Physica A*, **295**: 441-454.
- [31] Kiehl, J. T., Trenberth, K. E. (1997) Earth's annual global mean energy budget. *Bull. Am. Met. Soc.*, **78**: 197-208.

- [32] Király, A. és Jánosi, I. M. (1999) Atmoszférikus paraméterek univerzális fluktuációi. In: *Időjárási és éghajlati szélsőségek (Meteorológiai Tudományos Napok '99)* Országos Meteorológiai Szolgálat, Budapest, pp. 69-76.
- [33] Király, A. and Jánosi, I. M. (2002) Stochastic modeling of daily temperature fluctuations. *Phys. Rev. E*, **65**: 051102.
- [34] Király, A. and Jánosi, I. M. (2005) Detrended fluctuation analysis of daily temperature records: Geographic dependence over Australia. *Meteorol. Atmos. Phys.*, **88**: 119-128.
- [35] Koscielny-Bunde, E., Bunde, A., Havlin, S. and Goldreich, Y. (1996) Analysis of daily temperature fluctuations. *Physica A*, **231**: 393-396.
- [36] Koscielny-Bunde, E., Roman, H. E., Bunde, A., Havlin, S. and Schellnhuber, H.-J. (1998) Long-range power-law correlations in local daily temperature fluctuations. *Philos. Mag. B*, **77**: 1331-1340.
- [37] Koscielny-Bunde, E., Bunde, A., Havlin, S., Roman, H. E., Goldreich, Y. and Schellnhuber, H.-J. (1998) Indication of a universal persistence law governing atmospheric variability. *Phys. Rev. Lett.*, **81**: 729-732.
- [38] Liu, Y., Cizeau, P., Meyer, M., Peng, C.-K. and Stanley, H. E. (1997) Correlations in economic time series. *Physica A*, **245**: 437-440.
- [39] Liu, Y., Gopikrishnan, P., Cizeau, P., Meyer, M., Peng, C.-K. and Stanley, H. E. (1999) Statistical properties of the volatility of price fluctuations. *Phys. Rev. E*, **60**: 1390-1400.
- [40] Lu, X., Sun, Z., Chen, H. and Li, Y. (1998) Characterizing self-similarity in bacteria DNA sequences. *Phys. Rev. E*, **58**: 3578-3584.
- [41] Manton, M. J., Della-Marta, P. M., Haylock, M. R., Hennessy, K. J., Nicholls, N., Chambers, L. E., Collins, D. A., Daw, G., Finet, A., Gunawan, D., Inape, K., Isobe, H., Kestin, T. S., Lefale, P., Leyu, C. H., Lwin, T., Maitrepierre, L., Ouprasitwong, N., Page, C. M., Pahadal, J., Plummer, N., Salinger, M. J., Suppiah, R., Tran, V. L., Trewin, B., Tibig, I. and Yee, D. (2001) Trends in extreme daily rainfall and temperature in Southeast Asia and the South Pacific: 1961-1998. *Int. J. Climatol.*, **21**: 269-284.
- [42] Marple, S. L. (1987) *Digital Spectral Analysis with Applications*. Prentice-Hall, New Jersey.
- [43] Meehl, G. A. (1987) The annual cycle and interannual variability in the tropical Pacific and Indian Ocean region. *Mon. Wea. Rev.*, **115**: 27-50.
- [44] Meehl, G. A. (1997) The South Asian monsoon and the Tropospheric Biennial Oscillation. *J. Climate*, **10**: 1921-1943.
- [45] Miranda, J. G. V. and Andrade, R. F. S. (1999) Rescaled range analysis of pluviometric records in northeast Brazil. *Theor. Appl. Climat.*, **63**: 79-88.
- [46] Monetti, R. A., Havlin, S. and Bunde, A. (2003) Long term persistence in the sea surface temperature fluctuations. *Physica A*, **320**: 581-589.
- [47] Narisma, G. T. and Pitman, A. J. (2003) The impact of 200 years of land cover change on the Australian near-surface climate. *J. Hydrometeorol.*, **4**: 424-436.
- [48] Nicholls, N. (1997) Increased Australian wheat yield due to recent climate trends. *Nature*, **387**: 484-485.
- [49] Nickalls, R. W. D. (1993) A new approach to solving the cubic. *Math. Gaz.*, **77**: 354-359.
- [50] Pang, N.-N., Yu, Y.-K. and Halpin-Healy, T. (1995) Interfacial kinetic roughening with correlated noise. *Phys. Rev. E*, **52**: 3224-3227.

- [51] Pattantyús-Ábrahám, M., Király, A. and Jánosi, I. M. (2004) Nonuniversal atmospheric persistence: Different scaling of daily minimum and maximum temperatures. *Phys. Rev. E*, **69**: 021110.
- [52] Pelletier, J. D. (1997) Analysis and modeling of the natural variability of climate. *J. Climate*, **10**: 1331-1342.
- [53] Peng, C.-K., Buldyrev, S. V., Goldberger, A. L., Havlin, S., Sciortino, F., Simons, M. and Stanley, H. E. (1992) Long-range correlations in nucleotide sequences. *Nature*, **356**: 168-170.
- [54] Peng, C.-K., Buldyrev, S. V., Goldberger, A. L., Havlin, S., Simons, M. and Stanley, H. E. (1993) Finite-size effects on long-range correlations: Implications for analyzing DNA sequences. *Phys. Rev. E*, **47**: 3730-3733.
- [55] Peng, C.-K., Buldyrev, S. V., Havlin, S., Simons, M., Stanley, H. E. and Goldberger, A. L. (1994) Mosaic organization of DNA nucleotides. *Phys. Rev. E*, **49**: 1685-1689.
- [56] Peng, C.-K., Havlin, S., Stanley, H. E. and Goldberger, A. L. (1995) Quantification of scaling exponents and crossover phenomena in nonstationary heartbeat time series *Chaos*, **5**: 82-87.
- [57] Percival, D. B. and Walden, A. T. (1993) *Spectral Analysis for Physical Applications*. Cambridge University Press, Cambridge.
- [58] Pielke, R. A., Stohlgren, T., Schell, L., Parton, W., Doesken, N., Redmond, K., Moeny, J., McKee, T. and Kittel, T. G. F. (2002) Problems in evaluating regional and local trends in temperature: An example from eastern Colorado. *Int. J. Climat.*, **22**: 421-434.
- [59] Ropelewski, C. F. and Jones, P. D. (1987) An extension of the Tahiti-Darwin Southern Oscillation Index. *Mon. Wea. Rev.*, **115**: 2161-2165.
- [60] Ropelewski, D. F., Halpert, M. S. and Wang, X. (1992) Observed tropospheric biennial variability and its relationship to the Southern Oscillation. *J. Climate*, **5**: 594-614.
- [61] Ruddiman, W. F. (2003) The anthropogenic greenhouse era began thousands of years ago. *Climatic Change*, **61**: 261-293.
- [62] Schertzer, D. and Lovejoy, S. (Eds.) (1991) *Non-linear Variability in Geophysics, Scaling and Fractals*. Kluwer, Norwell.
- [63] Schneider, S. (1997) *A nagy földi laboratórium. Kísérlet, melyben bolygónk a tét*. Kulturrade Kiadó, Budapest.
- [64] Siedler, G., Gould, J. and Church, J. (Eds.) (2001) *Ocean Circulation and Climate: Observing and Modeling the Global Ocean*. Academic Press, New York.
- [65] Sonechkin, D. M., Astafyeva, N. M., Datsenko, N. M., Ivachtchenko, N. N. and Jakubiak B. (1999) Multiscale oscillations of the global climate system as revealed by wavelet transform of observational data time series. *Theor. Appl. Climat.*, **64**: 131-142.
- [66] Stanley, H. E., Amaral, L. A. N., Goldberger, A. L., Havlin, S., Ivanov, P. Ch. and Peng, C.-K. (1999) Statistical physics and physiology: Monofractal and multifractal approaches. *Physica A*, **270**: 309-324.
- [67] von Storch, H. and Zwiers, F. W. (1999) *Statistical Analysis in Climate Research*. Cambridge University Press, Cambridge.
- [68] Sutton, R. T. and Hodson, D. L. R. (2005) Atlantic Ocean forcing of North American and European summer climate. *Science*, **309**: 115-118.

- [69] Syroka J. and Toumi R. (2001a) Scaling of Central England temperature fluctuations? *Atmos. Sci. Lett.*, **2**: 143-154.
- [70] Syroka J. and Toumi R. (2001b) Scaling and persistence in observed and modeled surface temperature. *Geophys. Res. Lett.*, **28**: 3255-3258.
- [71] Talkner, P. and Weber, R. O. (2000) Power spectrum and detrended fluctuation analysis: Application to daily temperatures. *Phys. Rev. E*, **62**: 150-160.
- [72] Torok, S. J. and Nicholls, N. (1996) A historical annual temperature data set for Australia. *Aust. Met. Mag.*, **45**: 251-260.
- [73] Trenberth, K. E. (1975) A quasi-biennial standing wave in the Southern Hemisphere and interrelations with sea surface temperature. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **101**: 55-74.
- [74] Trewin, B. C. and Trevitt, A. C. F. (1996) The development of composite temperature records. *Int. J. Climat.*, **16**: 1227-1242.
- [75] Tsonis, A. A., Roebber, P. J. and Elsner, J. B. (1999) Long-range correlations in the extratropical atmospheric circulation: Origin and implications. *J. Climate*, **12**: 1534-1541.
- [76] Vandewalle, N. and Ausloos, M. (1997) Coherent and random sequences in financial fluctuations. *Physica A*, **246**: 454-459.
- [77] Weber, R. O. and Talkner, P. (2001) Spectra and correlations of climate data from days to decades. *J. Geophys. Res.*, **106**: 20131-20144.
- [78] the Dataplot project by J.J. Filliben and A. Heckert
<http://www.itl.nist.gov/div898/software/dataplot/>
- [79] the MacAnova project by G.W. Oehlert and Ch. Bingham
<http://www.stat.umn.edu/macanova/>
- [80] A US National Climatic Data Center által fenntartott Global Daily Climatology Network adatbázisa <http://www.ncdc.noaa.gov/oa/ncdc.html>

A. függelék

Összegző táblázatok

A.1. táblázat. Magyarországi állomások földrajzi adatai (Óceántól mért távolságként ebben az esetben a városok Trieszttől (45.39°N, 13.47°E), mint referenciaponttól mért távolságát tüntetjük fel.)

Mérőállomás helye	Északi szélesség	Keleti hosszúság	Tengerszint feletti magasság [m]	Óceántól mért távolság [km]
Balassagyarmat	48.08	19.30	135	500.7
Békéscsaba	46.68	21.10	89	574.7
Budapest	47.50	19.08	102	453.9
Debrecen	47.53	21.63	121	633.5
Győr	47.68	17.63	108	368.4
Irgszemcse	46.70	18.18	159	358.0
Karcag	47.32	20.93	81	575.6
Kompolt	47.73	20.25	107	542.9
Martonvásárhely	47.32	18.78	121	425.3
Miskolc	48.10	20.78	131	598.2
Nyíregyháza	47.95	21.72	116	654.9
Mosonmagyaróvár	47.87	17.28	125	364.9
Pápa	47.33	17.47	144	337.3
Szeged	46.25	20.17	75	497.5
Szolnok	47.18	20.20	68	520.0
Szombathely	47.23	16.62	209	277.2
Tatabánya	47.57	18.42	167	412.6
Zalaegerszeg	46.83	16.85	160	264.7

A.2. táblázat. Ausztrália, kontinentális állomások földrajzi adatai (Állomás típusa: AMO - Airport Meteorological Office, AP - Airport, MO - Meteorological Office, PO - Post Office, RAN - Royal Australian Navy, RO - Regional Office, SC - Soil Conservation)

Állomás azonosító	Mérőállomás helye	Típus	Déli széles- ség	Keleti hosszú- ság	Tengerszint feletti magasság [m]	Óceántól mért távolság [km]
023000	Adelaide		34.93	138.58	40	0
086071	Melbourne	RO	37.80	144.97	35	50
066062	Sydney	RO	33.87	151.20	39	0
009741	Albany	AMO	34.93	117.80	68	0
015590	Alice Springs		23.80	133.88	546	880
040004	Amberley	AMO	27.63	152.72	27	70
048013	Bourke	PO	30.08	145.93	106	660
040223	Brisbane	AP	27.38	153.12	4	20
003003	Broome	AMO	17.93	122.23	7	0
072091	Cabramurra		35.93	148.38	1475	170
031011	Cairns	AMO	16.88	145.27	3	20
070014	Canberra	AMO	35.30	149.18	571	100
006011	Carnarvon	AMO	24.88	113.67	4	0
018012	Ceduna	AMO	32.13	133.70	15	0
048027	Cobar	MO	31.48	145.82	221	520
059040	Coffs Harbour	MO	30.32	153.12	5	0
014015	Darwin	AP	12.42	130.88	31	0
074128	Deniliquin	PO	35.55	144.93	93	300
065012	Dubbo		32.22	148.57	275	300
009789	Esperance	MO	33.83	121.88	25	0
011004	Forrest	AMO	30.83	128.12	156	120
039039	Gayndah	PO	25.63	151.62	106	120
013017	Giles	MO	25.03	128.28	598	700
055024	Gunnedah	SC	31.02	150.27	307	260
012038	Kalgoorlie	AMO	30.78	121.45	365	340
087031	Laverton	AMO	37.87	144.26	18	20
033119	Mackay	MO	21.12	149.22	30	20
007045	Meekatharra	AMO	26.62	118.53	517	430
076031	Mildura	AMO	34.23	142.08	51	310
053048	Moree	MO	29.48	149.83	212	330
069018	Moriya Heads		35.92	150.15	17	20
026021	Mount Gambier	AMO	37.73	140.78	63	20
078031	Nhill		36.33	141.63	133	180
068076	Nowra	RAN	34.95	150.53	109	20
023321	Nuriootpa		34.47	139.00	274	50
084030	Orbost		37.68	148.45	41	20
090021	Perth	AP	31.93	115.93	20	0
060026	Port Macquarie		31.43	152.92	7	0
067033	Richmond Nsw	AMO	33.60	150.77	19	50
085072	East Sale	AMO	38.10	147.13	5	30
015135	Tennant Creek	MO	19.63	134.18	375	500
046037	Tibooburra	PO	29.43	142.02	183	520
032040	Townsville	AMO	19.25	146.77	7	20
072150	Wagga Wagga	AMO	35.17	147.45	212	280
061078	Williamstown	AMO	32.78	151.83	9	0
005026	Wittenoom		22.23	118.33	463	180
016001	Woomera	AMO	31.13	136.82	165	300
073054	Wyalong	PO	33.92	147.23	245	360

A.3. táblázat. Az ausztráliai kontinentális állomások napi hőmérsékleti adatsorainak a vizsgált időtartamokra és az adatsorok minőségére vonatkozó paraméterei

Állomás azonosító	Mérőállomás helye	Kezdő időpont	Záró időpont	Adatsor hossza [nap]	Hiányzó adatok TMAX	Hiányzó adatok TMIN
023000	Adelaide	1887.01.21	1979.02.28	33619	0.22%	0.39%
086071	Melbourne	1855.05.01	1999.03.31	52530	0.02%	0.04%
066062	Sydney	1859.01.01	1999.03.31	51190	0.06%	0.06%
009741	Albany	1965.06.01	1999.03.31	12349	0.10%	0.28%
015590	Alice Springs	1941.11.01	1999.02.28	20925	0.13%	0.24%
040004	Amberley	1945.04.01	1982.02.28	13474	0.11%	0.07%
048013	Bourke	1970.01.01	1996.07.31	9702	0.25%	0.63%
040223	Brisbane	1949.06.01	1999.02.28	18158	0.09%	0.26%
003003	Broome	1943.08.01	1999.03.31	20318	0.08%	0.09%
072091	Cabramurra	1962.01.01	1994.12.31	12045	0.88%	0.59%
031011	Cairns	1951.01.01	1999.03.31	17610	0.26%	0.16%
070014	Canberra	1939.03.01	1999.03.31	21931	0.25%	0.31%
006011	Carnarvon	1948.10.01	1999.03.31	18432	0.12%	0.20%
018012	Ceduna	1943.08.01	1999.03.31	20318	0.08%	0.11%
048027	Cobar	1962.05.21	1999.03.31	13455	0.06%	0.13%
059040	Coffs Harbour	1951.09.01	1999.03.31	17367	0.09%	0.19%
014015	Darwin	1946.07.01	1999.02.28	19223	0.11%	0.35%
074128	Deniliquin	1970.07.01	1999.04.30	10524	0.29%	0.38%
065012	Dubbo	1960.01.01	1995.12.31	13140	0.49%	0.54%
009789	Esperance	1969.07.01	1999.03.31	10859	0.09%	0.17%
011004	Forrest	1946.04.01	1995.03.20	17874	0.15%	0.53%
039039	Gayndah	1957.01.01	1999.04.30	15450	0.33%	0.27%
013017	Giles	1956.08.13	1999.03.31	15561	0.04%	0.13%
055024	Gunnedah	1968.12.01	1999.04.30	11101	0.45%	0.62%
012038	Kalgoorlie	1942.05.01	1999.02.28	20744	0.18%	0.14%
087031	Laverton	1960.07.01	1999.03.31	14144	0.04%	0.12%
033119	Mackay	1959.09.25	1999.03.31	14423	0.21%	0.96%
007045	Meekatharra	1951.09.01	1984.11.30	12136	0.14%	0.07%
076031	Mildura	1947.07.01	1999.03.31	18889	0.14%	0.16%
053048	Moree	1965.01.01	1998.08.31	12288	0.20%	0.24%
069018	Moruya Heads	1970.01.01	1999.04.30	10705	0.65%	0.78%
026021	Mount Gambier	1942.02.01	1999.03.31	20864	0.09%	0.16%
078031	Nhill	1957.01.01	1994.10.31	13809	0.57%	0.77%
068076	Nowra	1965.01.01	1998.02.28	12104	0.12%	0.53%
023321	Norriootpa	1957.01.01	1994.06.30	13686	0.35%	0.36%
084030	Orbost	1967.01.01	1995.12.31	10585	0.65%	0.43%
009021	Perth	1944.06.03	1999.03.31	20012	0.12%	0.19%
060026	Port Macquarie	1921.01.01	1957.12.31	13505	0.18%	0.36%
067033	Richmond Nsw	1958.02.01	1994.10.31	13413	0.07%	0.07%
085072	East Sale	1945.08.01	1999.03.31	19588	0.28%	0.66%
015135	Tennant Creek	1969.09.01	1999.02.28	10766	0.40%	0.46%
046037	Tibooburra	1976.06.01	1999.04.30	8364	0.22%	0.29%
032040	Townsville	1940.10.19	1999.03.31	21334	0.13%	0.15%
072150	Wagga Wagga	1942.01.17	1999.03.31	20879	0.30%	0.27%
061078	Williamstown	1950.10.01	1996.01.31	16548	0.16%	0.37%
005026	Wittenoom	1958.07.01	1999.02.28	14843	0.49%	0.69%
016001	Woomera	1960.03.01	1999.03.31	14266	0.07%	0.27%
073054	Wyalong	1972.01.01	1999.04.30	9975	0.43%	0.60%

A.4. táblázat. Szigetek, tengermelléki állomások földrajzi adatai (Állomás típusa: AP - Airport, MO - Meteorological Office, RO - Regional Office)

Állomás azonosító	Mérőállomás helye	Típus	Déli szélesség	Keleti hosszúság	Tengerszint feletti magasság [m]	Óceántól mért távolság [km]
200284	Cocos Island	MO	12.07	96.83	3	0
200283	Willis Island		16.30	149.98	6	0
200440	Lord Howe Island		31.55	159.08	5	0
200288	Norfolk Island		29.03	167.93	113	0
027022	Thursday Island		10.58	142.21	58	0
300000	Davis		68.57	77.35	16	0
300001	Mawson		67.60	62.87	8	0
300004	Macquarie Island		54.50	158.95	6	0
094029	Hobart		42.88	147.32	55	20
091104	Launceston		41.57	147.20	170	40
091057	Low Head	AP	41.05	146.78	28	0
300006	Casey		66.28	110.53	12	0
084016	Gabo Island		37.57	149.92	15	0

A.5. táblázat. Az ausztráliai, szigetekeken fekvő és tengermelléki mérőállomások napi hőmérsékleti adatsoraiknak a vizsgált időtartamokra és az adatsorok minőségére vonatkozó paraméterei

Állomás azonosító	Mérőállomás helye	Kezdő időpont	Záró időpont	Adatsor hossza [nap]	Hiányzó adatok TMAX	Hiányzó adatok TMIN
200284	Cocos Island	1967.07.01	1999.03.31	11589	0.09%	0.26%
200283	Willis Island	1939.01.01	1998.11.30	21869	0.16%	0.28%
200440	Lord Howe Island	1945.07.01	1988.11.17	15835	0.26%	0.44%
200288	Norfolk Island	1939.08.01	1999.03.31	21778	0.03%	0.22%
027022	Thursday Island	1952.09.01	1981.06.30	10523	0.26%	0.36%
300000	Davis	1969.03.01	1996.11.30	10130	0.13%	0.13%
300001	Mawson	1954.03.01	1997.12.31	16001	0.41%	0.40%
300004	Macquarie Island	1960.09.01	1998.04.30	13747	0.16%	0.20%
094029	Hobart	1944.01.01	1999.02.28	20134	0.30%	0.23%
091104	Launceston	1939.04.01	1984.10.31	16639	0.73%	0.79%
091057	Low Head	1973.09.01	1999.02.28	9306	0.17%	0.73%
300006	Casey	1970.01.01	1989.03.31	7025	0.14%	0.16%
084016	Gabo Island	1967.08.01	1996.03.31	10463	0.30%	1.19%

Összefoglalás

Dolgozatom napi hőmérsékleti adatsorok korrelációs tulajdonságainak vizsgálatával foglalkozik.

A klimatológiai kutatások egyik fontos célja az atmoszféra perzisztens tulajdonságainak felderítése és felhasználása az éghajlati anomáliák előrejelzése során. A numerikus számítások során fokozatosan elért egyre pontosabb fizikai leírás megköveteli a lokális változók korrelációs tulajdonságainak megfelelő leírását a néhány napos időtartamoktól az akár több évtizedet is átfogó időskálákig. Rövid időintervallumokra a hőmérsékleti változások megfelelő leírását nyújtó dinamikát az erős korrelációk jelenléte jellemzi. A hosszabb időtartamokat tekintve azonban már inkább az aszimptotikus hatványfüggvényszerű korreláció a jellemző.

A dolgozat bevezetéseként az éghajlatunkat befolyásoló legfontosabb tényezőket, és a lehetséges adatforrásokat, valamint a fluktuációk mértékének jellemzésére használt legfontosabb módszereket és a korábbi erre vonatkozó átfogó vizsgálatok eredményeit vázoljuk fel.

A következő fejezetben megvizsgáljuk, hogy létezik-e összefüggés egy adott napra vonatkozó hőmérsékleti anomália és az azt követő napon mérhető hőmérséklet-változás között. Az erre vonatkozó eredmények felhasználásával javasoltunk egy egységes, a megfigyelt korrelációs tulajdonságokat mind a rövidebb, mind pedig a hosszabb időtartamokra reprodukáló sztochasztikus modellt.

Ezt követően a mért napi hőmérsékleti adatsorok fluktuációit vizsgáltuk trendált fluktuációanalízis alkalmazásával, mely már igen hasznosnak bizonyult több különböző jellegű idősor esetében is a hosszútávú korrelációk mértékének jellemzésében. A korrelációs exponensek meghatározását és eloszlásának egyéb statisztikai paraméterekkel való összevetését két különböző adatbázisra is elvégeztük. Először egy ausztrál és magyar adatsorokra vonatkozó részletes analízist, majd egy az egész világra kiterjedő adatbázis automatikus vizsgálatának eredményeit ismertetjük. Néhány nemrégiben megjelent tanulmány az eltérő klimatikus övezetekben található, földrajzilag egymástól távol elhelyezkedő mérőállomások adatainak vizsgálata alapján felvetette a korrelációs tulajdonságok univerzalizálásának lehetőségét. A kapott eredmények megerősítették, hogy a hőmérsékleti fluktuációkban hosszútávú időbeli korrelációk léteznek, azonban szinte biztosan kijelenthető, hogy az univerzalizációs hipotézis nem tartható. Erre nem önmagában az exponensek numerikus értékeinek szórásából lehet következtetni, hanem sokkal inkább abból a megfigyelésből, hogy a globális átlagértéknél alacsonyabb ill. magasabb exponensek földrajzilag erősen korreláltnak helyezkednek el.

A megfigyelt eloszlásokra átfogó klimatológiai magyarázatot ezidáig nem sikerült találni. Az utóbbi időben azonban közvetett és közvetlen bizonyítékok is felmerültek arra vonatkozóan, hogy a légköri folyamatok perzisztens tulajdonságait az óceáni folyamatok döntő mértékben meghatározzák.

Summary

The main goal of this work is to contribute to the understanding of the correlation properties of daily temperature records.

Climate research aims to identify and utilize persistent features of the atmosphere for predicting climatic anomalies. A better physical understanding gradually achieved by modeling requires a proper description for correlation properties of local variables on various scales spanning from days to decades. For short-time intervals, strong correlations characterize the dynamics that permits a proper description of temperature changes by means of low-order autoregressive processes. On longer time scales asymptotic power-law correlations have been observed.

In the Introduction of the thesis we outline the substantial components and interactions in the climate system, the types of instrumental and historical records, and several methods used for characterizing the statistics of fluctuations and the results of earlier extensive investigations.

In the next section we analyse the relationship between the measured temperature anomaly of a given calendar day and the expected mean temperature change on the next day. As an application of the results, we propose a unified stochastic model reproducing correlations both for short and long time scales.

Next we present an analysis of fluctuations in measured temperature records by means of detrended fluctuation analysis that has proven useful in revealing the extent of long-range correlations in various time series. The correlation exponents are determined and their relationships to other statistical parameters are analyzed for two different datasets. We present a detailed study of several Australian and Hungarian records, furthermore we show the results of an automatic analysis of the GDCN database containing time series from all over the globe. Recent studies suggested universality for the correlation properties of meteorological parameters based on data evaluation from different climatological zones. Our results fully confirm the existence of asymptotic power-law correlations of temperature fluctuations, but the hypothesis of universality does not hold. This conclusion is based on the observed geographic distribution of the exponents: lower and higher values than the global mean are located in spatially correlated regions.

We haven't found a satisfying climatological explanation for the observed distributions yet. Direct and indirect evidences in growing number seem to prove that changes in the oceans' dynamics strongly influence the persistence of atmospheric processes.